Luftdruckänderungen und Wetter

Beiträge zur Frage der „stratosphärischen" Beeinflussung des Wetters

---

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde,

genehmigt

von der Philosophischen Fakultät der

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Georg Pogade

aus Berlin-Neukölln.

Tag der mündlichen Prüfung: 21. Juni 1934.

Tag der Promotion: 16. Oktober 1935.

Spezialdruckerei für Dissertationen Dr. Hermann Eschenhagen, KG., Ohlau i. Schl.

408

Referenten: Prof. Dr. M. Robitzsch,
Prof. Dr. H. von Ficker.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Der erste Teil der vorliegenden Untersuchung befaßt sich mit der Häufigkeit und der Größe der Luftdruckänderungen in ca. 5½ km Höhe, wobei diese in Beziehung gesetzt sind zu den gleichzeitigen Druckänderungen am Boden.

Es wurden dieser Untersuchung nicht Druckschwankungen in bestimmten Höhen, sondern Höhenschwankungen bestimmter Druckniveaus, und zwar die des 500- und des 1000-mb-Niveaus zugrunde gelegt.

Im zweiten Teil der Arbeit wird untersucht, ob Beziehungen bestehen zwischen Druckänderungen in der Höhe oder am Boden und gleichzeitigen Änderungen der Bewölkung, der relativen Feuchtigkeit und der Niederschlagsverhältnisse. Der letzte Abschnitt befaßt sich mit dem Zusammenhang zwischen Druckänderungen und Druckgebilden (Hochdruckgebiet, Tiefdruckgebiet).

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41550822_0181

Einleitung.

Will man Druckschwankungen in der Höhe mit gleichzeitig stattfindenden Druckschwankungen am Erdboden in Beziehung setzen, so benutzt man dazu im allgemeinen Druckänderungen in bestimmten, festen Höhenstufen, z. B. in 5000 m Höhe und am Erdboden.

Um die Druckänderungen auch quantitativ vergleichen zu können, reduziert man diese auf ein gemeinsames Niveau, also in unserem Beispiel etwa auf den Erdboden. Man benutzt dazu die Reduktionsformel:

$$dp' = \frac{P}{p} \cdot dp;$$

dabei ist p der Druck in 5000 m, dp die Druckänderung in dieser Höhe, P der Druck am Erdboden. dp' stellt dann die sog. ‚auf den Erdboden reduzierte' Druckänderung dar[1]).

In vielen Fällen ist es jedoch einfacher, nicht auf Druckschwankungen in bestimmten Höhen zurückzugreifen, sondern die Höhenänderungen bestimmter Druckniveaus den Rechnungen zugrunde zu legen.

Aus der statischen Grundgleichung:

$$dp = -\varrho\, dh$$

(p Druck, ϱ Dichte, h Höhe in geodynamischen Metern) folgt durch Umformung mit Hilfe der Gasgleichung und durch Integration:

$$(1) \qquad h - H = R \cdot T' \cdot \ln \frac{P}{p},$$

wobei R die Gaskonstante (28,704 im m · kg · sec-System) und T' die virtuelle Mitteltemperatur der Luftschicht zwischen den Höhen h und H, also jenen Höhen, in denen der Druck p bzw. P herrscht. Die Höhen sind dabei in gdm[2]) zu messen.

[1]) Ob eine derartige Reduktion mit Hilfe dieser einfachen Formel erlaubt ist, wird weiter unten näher erörtert werden.

[2]) gdm bedeutet geodynamische Meter; im Gegensatz dazu bedeutet m geometrische Meter. Diese Abkürzungen werden im folgenden immer benutzt werden.

Bleibt das Druckverhältnis konstant — also auch $\ln \frac{P}{p} =$ const. —, so folgt:

$$h - H = c \cdot T', \tag{2}$$

wobei $c = R \cdot \ln \frac{P}{p}$, also eine Konstante ist.

Man sieht, daß die Differenz h — H eine einfache Funktion der virtuellen Mitteltemperatur ist. Eine Änderung der virtuellen Mitteltemperatur zeigt also eindeutig eine entsprechende Änderung des Abstandes der beiden betrachteten Druckflächen an. Steigt die Temperatur, so vergrößert sich der Abstand; sinkt sie, so verringert er sich. Umgekehrt zeigt eine Änderung des Abstandes der beiden isobaren Flächen an, daß sich die virtuelle Mitteltemperatur geändert hat.

Es besteht weiterhin ein einfacher Zusammenhang zwischen den Höhenänderungen einer bestimmten Druckfläche und den Druckänderungen in der mittleren Höhe dieser Fläche, also z.B. zwischen den Höhenänderungen der 1000-mb-Fläche und den Druckänderungen im Meeresniveau. Den formelmäßigen Zusammenhang ergibt die Gleichung

$$dp = + \frac{P}{R \cdot T} \cdot dh. \tag{3}$$

Hierbei ist dp die Druckänderung in dieser festen Höhenstufe, p der dort herrschende Druck (im obigen Beispiel 1000 mb), R wieder die Gaskonstante, T die virtuelle Absoluttemperatur an dieser Fläche und dh die Höhenänderung der Druckfläche in gdm[3]).

Man erkennt also, daß einer Höhen z u n a h m e dieser Druckfläche eine Druck z u n a h m e in der mittleren Höhe dieser Fläche und einer Höhen a b n a h m e eine Druck a b n a h m e entspricht.

Dies sei vorweg genommen, um den nun folgenden Gedankengang klarer hervortreten zu lassen.

Will man sich über Massenverlagerungen in der Atmosphäre unterrichten, so gibt, bei Verwendung der Höhenände-

[3]) Genau genommen ist T die virtuelle Mitteltemperatur zwischen der augenblicklichen und der mittleren Höhe der Druckfläche. Kommt es nicht auf genaue, quantitative Werte an, kann man diesen Unterschied vernachlässigen.

rungen bestimmter isobarer Flächen, die Gleichung (2) keinen Aufschluß über eingetretene Massenänderungen, was ja schon daraus folgt, daß die Masse zwischen den beiden betrachteten Druckflächen stets die gleiche ist. Man kann aber dadurch zum Ziele gelangen, daß man die virtuelle Mitteltemperatur zwischen zwei Druckflächen auf eine feste Schicht überträgt, nämlich auf jene, die durch die mittleren Höhen dieser Druckflächen gebildet wird. Man setzt also z. B. als virtuelle Mitteltemperatur der Schicht 0 bis 5500 m diejenige ein, die zwischen der 1000- und der 500-mb-Fläche gefunden wird[4]). Diese Gleichsetzung ist erlaubt, sofern es nicht auf genaue quantitative Werte ankommt. Da nun Erwärmung zwischen zwei festen Höhenstufen Massenabnahme, Abkühlung Massenzunahme in der Zwischenschicht anzeigt, kann man, unter Benützung der Höhenänderungen bestimmter Druckniveaus, folgende Schlüsse bezüglich der eingetretenen Massenänderung ziehen: Vergrößert sich z. B. der Abstand der 500- von der 1000-mb-Fläche — tritt also Erwärmung in der unteren Hälfte der Atmosphäre ein —, so zeigt dies an, daß zwischen 0 m und 5500 m Massenverlust eingetreten ist; bleibt dabei die Höhe der 1000-mb-Fläche konstant, so bedeutet dies erstens, daß der Bodendruck der gleiche geblieben ist und zweitens, daß oberhalb 5½ km — als Kompensation — ein entsprechender Massenzuwachs stattgefunden hat. Andererseits kann auch, bei Erwärmung, die Höhe der 500-mb-Fläche konstant bleiben, dies sagt dann aus, daß die Bodendruckänderung (Höhenänderung der 1000-mb-Fläche) allein zurückgeführt werden kann auf Massenänderung in den untersten 5½ km (vgl. aber S. 13).

Ändert sich die Höhe der 1000-mb- und der 500-mb-Fläche gleichsinnig und um den gleichen Betrag (in gdm), dann ändert sich die Mitteltemperatur der Zwischenschicht nicht, in den untersten 5½ km findet also auch keine Massenänderung statt; die Bodendruckänderung kann also allein durch Massenänderung oberhalb 5500 m erklärt werden.

Dabei ist jedoch zu beachten, daß dies eigentlich nur für isotherme Vorgänge gilt. Findet oberhalb der mittleren Höhe der 500-mb-Fläche Massenzufuhr statt, dann wird ja dadurch die darunterliegende Luftmasse komprimiert, und dies geschieht in der Atmosphäre nicht isotherm, sondern vorwiegend adiabatisch, d. h. in den unteren Schichten tritt

[4]) 5500 m ist etwa die mittlere Höhe der 500-mb-Fläche.

Erwärmung ein[5]). Das bedeutet aber: Der Abstand der 1000-mb- von der 500-mb-Fläche bleibt nicht konstant. Wird aber keine Änderung des Abstandes beider Druckflächen beobachtet, so ist dies nur möglich, wenn in der Schicht 1000—500 mb Abkühlung eintritt, die durch die adiabatische Erwärmung gerade kompensiert wird. Über die Größe der adiabatischen Erwärmung ergibt eine Überschlagsrechnung folgendes: Es finde in 5500 m ein Druckanstieg von 10 mb statt; dadurch erhöht sich — durch adiabatische Kompression — die virtuelle Mitteltemperatur der darunterliegenden Luftschicht um 1,4° C. Diese Temperaturänderung ist also immerhin schon gut beobachtbar.

Trotzdem wurde im folgenden dieser Effekt nicht berücksichtigt; denn erstens wird eine Druckänderung von 10 mb innerhalb 24 Stunden in dieser Höhe nicht sehr häufig beobachtet — und bei geringeren Druckänderungen ist die entsprechende Temperaturänderung auch kleiner —, und zweitens wird meist die advektiv bedingte Temperaturänderung vorherrschen, besonders, wenn es sich um große Druckänderungen handelt.

Ferner kann auch noch durch Verdampfungs- oder Kondensationsvorgänge eine Temperaturänderung eintreten; dabei wirkt diese der Erwärmung oder Abkühlung durch Kompressions- oder Dilatationsprozesse entgegen[6]).

Man muß also, falls man die Höhenänderungen bestimmter Druckflächen den Betrachtungen über Massenänderungen in der Atmosphäre zugrunde legen will, sich zunächst einmal klarmachen, daß das Erfassen von Massenänderungen nur dadurch möglich wird, daß man die Änderungen der Mitteltemperatur einer (geometrisch) variablen Schicht (1000 bis 500 mb) gleichsetzt derjenigen einer konstanten Schicht (0 bis 5500 m). Und ist dies erst einmal klargelegt, dann kann man, zur Vereinfachung (s. u.), die Höhenänderungen bestimmter Druckflächen direkt in Beziehung setzen zu den Massenänderungen in der Atmosphäre, und es ergibt sich dann, daß einer Zunahme des Abstandes der 500- von der 1000-mb-Fläche eine Massenverringerung in den untersten 5½ km, einer

[5]) Vgl. u. a.: L. Steiner: Druck- und Temperaturänderungen in d. Atm., Met. Z., Bd. 43, 1926, S. 271; F. M. Exner: Über den Einfluß von Luftdruckänderungen auf die vertikale Temperaturverteilung, Annal. d. Hydrogr. usw., Bd. 54, 1926, Köppenheft, S. 20; B. Haurwitz: Einfluß von Massenänderungen in großen Höhen auf die vertikale Temperaturverteilung. Met. Z., Bd. 44, 1927, S. 253; derselbe: Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturänderungen, Veröff. d. Geophys. Inst. d. Univ. Leipzig, Bd. 3, Heft 5, 1927; C. G. Rossby: Zustandsänderungen in atmosphärischen Luftsäulen, Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 13, 1927, S. 163.

[6]) s. H. Koschmieder: Dynamische Meteorologie, 1933, S. 129.

Abnahme dieses Abstandes ein Massenzuwachs entspricht. Weiterhin kann man schließen, daß eine Höhenzunahme (über das Meeresniveau) irgendeiner Druckfläche erkennen läßt, daß oberhalb der mittleren Höhe dieser Fläche Masse zugeflossen ist und entsprechend bei einer Höhenabnahme Masse abgeflossen ist.

Aus Gleichung (2) erhält man durch Differenzenbildung:

$$dh - dH = c \cdot dT', \tag{4}$$

wobei nun dh und dH die Höhenänderung der oberen bzw. unteren Druckfläche und dT' die Änderung der virtuellen Mitteltemperatur zwischen diesen beiden Flächen ist. Setzt man nun als Ausgangsdrucke (p, P) 500 mb und 1000 mb ein — das der vorliegenden Untersuchung zugrunde liegende Material gestattet diese Ausgangsdrucke zu verwenden —, so erhält man für c den Wert: 19,896.

Man kann also diese relativ einfach gebaute Formel zur Bestimmung der Massenänderungen in der Atmosphäre benutzen, an Stelle der komplizierter gebauten Gleichung:

$$\frac{dp}{p} - \frac{dP}{P} = \frac{g \cdot z}{R \cdot T'} \cdot \frac{dT'}{T'} \tag{5}$$

wobei g die Schwerebeschleunigung, R die Gaskonstante und z der Höhenunterschied zwischen den Druckniveaus p und P, gemessen in geometrischen Metern, ist[7]).

Man muß sich aber dabei vor Augen halten, darauf sei noch einmal ausdrücklich hingewiesen, daß man bei Verwendung der Höhenänderungen bestimmter Druckflächen — falls man keine Korrektion anbringt — keine genauen Werte der Massenänderungen, die mit Hilfe der Temperaturen errechnet werden, erhält, da ja die virtuelle Mitteltemperatur einer variablen Luftschicht (zwischen zwei isobaren Flächen) nur in Annäherung gleich ist der virtuellen Mitteltemperatur einer entsprechenden konstanten Schicht (zwischen den festen Höhenstufen, die durch die mittleren Lagen der isobaren Flächen gebildet werden). Jedoch ist der dadurch begangene Fehler nicht so schwerwiegend, da er in vielen Fällen innerhalb des durch die aerologische Meßtechnik bedingten Fehlers liegt[8]).

---

[7]) Die Gleichungen (4) und (5) sind an und für sich vollkommen gleichwertig, da sie ja nur verschiedene mathematische Formen der statischen Grundgleichung darstellen.

[8]) Bei Benutzung der Gleichung (5) wird ein ähnlicher Fehler begangen, der darin besteht, daß man für p und P Mittelwerte einsetzt. Nähere Betrachtungen darüber würden auch zu der Frage

Die Benutzung der Gleichung (4) bedingt gegenüber (5) natürlich nur dann eine Vereinfachung, wenn die Höhen bestimmter Drucke berechnet vorliegen. Dies ist bei dem aerologischen Material der Fall; benutzt man die Beobachtungen von Bergstationen, so wird man die Gleichung (5) verwenden. Bei der Verarbeitung von aerologischem Material bedingt die Benutzung der Gleichung (4) auch noch den Vorteil einer größeren Genauigkeit; denn bis vor nicht zu langer Zeit war es so, daß aus den Aufstiegsdiagrammen die Höhen der Hauptisobaren r e c h n e r i s c h, die Drucke in bestimmten Höhen dagegen g r a p h i s c h ermittelt wurden, woraus sich ohne weiteres ergibt, daß erstere genauer sind.

Auf eines soll noch kurz hingewiesen werden: Es finde am Erdboden eine Druckänderung dP statt, gleichzeitig in 5,5 km Höhe eine Druckänderung dp. Um nun zu untersuchen, wie groß der Anteil der Massenänderung der Schicht Boden — 5,5 km auf die Bodendruckänderung ist (sog. ‚sekundär-thermische' Druckschwankung nach v. Ficker)[9]), reduziert man die Druckänderung in der Höhe auf den Druck am Boden mit Hilfe der Gleichung

$$dp' = \frac{P}{p} \cdot dp.$$

Dieses dp' zieht man von der tatsächlich beobachteten Bodendruckänderung ab und erhält so den ‚thermisch-sekundären' Anteil der Bodendruckschwankung; die reduzierte Druckänderung dp' ergibt den ‚primären' Anteil.

Bei der Höhenänderung der 500- und der 1000-mb-Fläche (dh bzw. dH) ergibt sich folgendes:

Von der Höhenänderung der 1000-mb-Fläche ist derjenige Betrag ‚primär', d. h. durch Massenänderungen oberhalb der mittleren Höhe der 500-mb-Fläche bedingt, der der Änderung der Höhe der 500-mb-Fläche entspricht (= dh); der ‚sekundär-

führen, ob es überhaupt berechtigt ist, die statische Grundgleichung den Rechnungen zugrunde zu legen. Für Mittelwerte ist sie sicher gültig. Einzelheiten darüber gehören jedoch nicht zum Thema der vorliegenden Untersuchung.

[9]) s. u. a. v. Ficker: Beziehungen zwischen Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre (Zusammensetzung der Depressionen), Sitzungsberichte der Wiener Akademie, Abt. IIa, Bd. 129, 1920, S. 792; oder auch bei Defant: Wetter und Wettervorhersage, 2. Aufl., 1926, S. 169.

thermische' Anteil ergibt sich aus der Differenz der Höhenänderung der beiden Druckflächen (dH — dh) [10]).

Will man nun die Größe des ‚primären' und des ‚thermisch-sekundären' Anteils an der Höhenänderung der 1000-mb-Fläche vergleichen — also auch des Anteils an der Bodendruckschwankung — und benötigt man keine quantitativen, numerischen Werte, so genügt es, die Höhenänderung der 500-mb-Fläche mit derjenigen der 1000-mb-Fläche zu vergleichen. Ist dh größer als dH — dh, dann überwiegt der ‚primäre' Anteil, ist dagegen dh kleiner als dH — dh, so ist der ‚sekundär-thermische' Anteil der größere. (Vgl. aber die Anmerkung[10]) auf dieser Seite.) Das Vorzeichen ergibt dabei auch die Richtung der Massenänderung. Ist, z. B., dh (Höhenänderung der 500-mb-Fläche) p o s i t i v, so ist dies gleichbedeutend damit, daß oberhalb des mittleren 500-mb-Niveaus Massen z u f u h r stattfand. Ist die Differenz dH — dh p o s i t i v, so kann man daraus erkennen, daß zwischen 0 und 5500 m Massen z u f u h r vor sich ging.

Ferner läßt sich noch folgendes feststellen: Ist, z. B., dh größer als dH, so bedeutet dies, daß die auf den Bodendruck reduzierte Druckschwankung in der Höhe größer ist als die beobachtete Bodendruckschwankung. Wir werden, wenn dh größer ist als dH, dies im folgenden oft so ausdrücken: Die Druckänderung in der Höhe ist r e l a t i v stärker als am Boden; entsprechend wenn dh kleiner ist als dH: Die Druckänderung in der Höhe ist r e l a t i v geringer als am Boden.

Um den Zusammenhang zwischen gleichzeitigen Druckänderungen am Boden und in der Höhe zu untersuchen, werden — mit Hilfe der Gleichung (4) — 16 Gruppen („Druckänderungsarten") aufgestellt, in die das aerologische Material aufgeteilt wird:

Wie oben bedeutet:

dH Änderung der Höhe der 1000-mb-Fläche in gdm. (+ dH Höhenzunahme, — dH Höhenabnahme, dH = 0 keine

---

[10]) Dies kann man sich dadurch leicht klarmachen, daß man in Gl. (3) für p 1000 mb einsetzt. Dann ergibt sich beim Einsetzen von dH die tatsächlich beobachtete Bodendruckschwankung, beim Einsetzen von dh die ‚auf den Boden reduzierte' Druckschwankung in der Höhe. Eine Abhängigkeit von der Temperatur (T in Gl. [3]) wird dabei allerdings vernachlässigt; dies ist wiederum erlaubt, wenn man nicht genaue, quantitative Werte benötigt.

Höhenänderung oder, falls man es auf Druckänderungen im Meeresniveau bezieht: + dH Bodendruckanstieg, — dH Bodendruckfall, dH = 0 keine Änderung des Bodendruckes).

dh Änderung der Höhe der 500-mb-Fläche in gdm oder, wie oben, Druckänderung in 5500 m, d. i. die mittlere Höhe der 500-mb-Fläche. (+ dh, — dh, dh = 0 wie bei dH.)

dT = dT' = Änderung der virtuellen Mitteltemperatur der Schicht 1000 — 500 mb bzw. Änderung der virtuellen Mitteltemperatur der Schicht 0 — 5500 m (vgl. S. 7). (+ dT Temperaturzunahme, — dT Temperaturabnahme, dT = 0 keine Temperaturänderung.)

Die einzelnen Druckänderungsarten sind:

1. **+ dh, + dH; dh < dH; — dT.** Der Bodendruck steigt, in der Höhe steigt der Druck ebenfalls, aber relativ geringer; die unteren Atmosphärenschichten tragen also statisch zum Druckanstieg am Boden bei. Kaltlufteinbruch in der Troposphäre mit Druckanstieg am Boden und in der Höhe[11]).
2. **+ dh, + dH; dh > dH; + dT.** Der Druckanstieg in der Höhe ist relativ stärker als am Boden. Trotz Temperaturanstieges in den unteren Schichten findet am Boden Druckanstieg statt. Warmlufteinbruch mit Druckanstieg am Boden.
3. **+ dh, — dH; + dT.** Bei Temperaturanstieg in der Troposphäre findet in der Höhe Druckanstieg, am Boden Druckfall statt. Warmlufteinbruch mit Druckfall am Boden, jedoch Druckanstieg in der Höhe.
4. **+ dh, dH = 0; + dT.** Bei Temperaturanstieg in den unteren 5500 m findet in der Höhe Druckanstieg statt, während sich der Bodendruck nicht ändert. Warmlufteinbruch ohne Druckänderung am Boden.
5. **dh = 0, + dH; — dT.** Da in der Höhe keine Druckänderung stattfindet, kann der Bodendruckanstieg allein durch den statischen Effekt der Temperaturerniedrigung zwi-

[11]) Der Klarheit wegen wird meist von Druckänderungen am Boden und in der Höhe gesprochen und nicht von Höhenänderungen der 1000- und der 500-mb-Fläche. Mißverständnisse sind dadurch wohl nicht zu erwarten.

schen Boden und 5500 m erklärt werden. Es kann natürlich dabei keine Aussage darüber gemacht werden, ob nicht auch oberhalb des mittleren 500-mb-Niveaus noch Massenänderungen vorkommen; nur erzeugen diese keine Druckänderungen in der Höhe der 500-mb-Fläche. Kaltlufteinbruch mit Druckanstieg am Boden, keiner Druckänderung in der Höhe.

6. **— dh, — dH; dh < dH; + dT.** Entspricht 1., jedoch mit entgegengesetztem Vorzeichen. Warmlufteinbruch mit Druckfall am Boden und in der Höhe.
7. **— dh, — dH; dh > dH; — dT.** Entspricht 2., jedoch mit entgegengesetztem Vorzeichen. Kaltlufteinbruch mit Druckfall am Boden.
8. **— dh, + dH; — dT.** Entspricht 3. Kaltlufteinbruch mit Druckanstieg am Boden, jedoch Druckfall in der Höhe.
9. **— dh, dH = 0; — dT.** Entspricht 4. Kaltlufteinbruch ohne Druckänderung am Boden.
10. **dh = 0, — dH; + dT.** Entspricht 5. Warmlufteinbruch mit Druckfall am Boden, keiner Druckänderung in der Höhe.

Es kann nun vorkommen, daß bei den einzelnen Fällen die Temperaturänderung in der Schicht 1000 — 500 mb nicht einheitlich ist, sondern in verschiedenen Höhen entgegengesetztes Vorzeichen aufweist. So kann z. B. vom Boden bis 2000 m Erwärmung eintreten, von 2000 bis 4000 m Abkühlung und darüber wieder Erwärmung, oder es kann vom Boden bis 4000 m Abkühlung eintreten, darüber Erwärmung. Diese Fälle, bei denen also das Vorzeichen der Temperaturänderung nicht durchweg das gleiche ist, werden gesondert berücksichtigt und durch * gekennzeichnet. Es bedeutet also z. B.: Gruppe 2*: Druckanstieg am Boden und in der Höhe, ersterer jedoch relativ schwächer. In der Schicht Boden — 5500 m tritt Erwärmung ein, die aber nicht einheitlich ist, sondern teilweise von einer Abkühlung unterbrochen ist.

Findet in einer Schicht keine Temperaturänderung statt[12]), so wird dies nicht als eine Temperaturänderung

[12]) Der ganzen Anlage der Untersuchung entsprechend (vgl.

von entgegengesetztem Vorzeichen bewertet, desgleichen auch dann noch nicht, wenn diese Änderung entgegengesetzten Vorzeichens nicht größer als 0,5° C ist.

Es sind nun noch drei weitere Gruppen möglich, die aber aus bestimmten Gründen auf sechs Gruppen erweitert wurden.

11 **+ dh, + dH; dh — dH ≦ ± 10 gdm; Δ h < 8 gdm.** Diese Gruppe verlangt unten und oben Druckanstieg, und zwar in beiden Höhen um den relativ gleichen Betrag. Daß die Differenz bis auf ± 10 gdm anwachsen kann, ist durch den Fehler in der Berechnung der Höhe der 500-mb-Fläche bedingt. (Vgl. S. 17.) Δ h bedeutet die Änderung des Abstandes zweier benachbarter Hauptisobarenflächen (z. B. 800 — 700 mb) in gdm. (Im folgenden als Schichtdicke bezeichnet.) Diese Änderung soll also geringer sein als 8 gdm, was ungefähr einer Temperaturänderung von 2—3° C (abhängig vom Druck!) entspricht. Druckanstieg am Boden und in der Höhe, ohne Temperaturänderung in der Zwischenschicht.

12. **— dh — dH; dh — dH ≦ ± 10 gdm; Δ h < 8 gdm.** Entspricht der Gruppe 11, nur mit entgegengesetztem Vorzeichen. Druckfall am Boden und in der Höhe in relativ gleicher Stärke; in der Zwischenschicht keine Temperaturänderung.

13. **+ dh, + dH; dh — dH ≦ ± 10 gdm; Δ h ≧ 8 gdm.** Diese Gruppe ist der Druckänderungsart 11 verwandt, nur können hier die einzelnen Schichtdicken einer größeren Änderung als ± 8 gdm unterliegen. Da die Zunahme einer Schichtdicke durch die Abnahme einer anderen kompensiert werden muß, ist nötig, daß sich ein Teil der Luftschicht zwischen Boden und 5500 m erwärmt, ein anderer abkühlt. Beide müssen sich aber in ihren statisch-thermischen Wirkungen auf den Bodendruck kompensieren. Am Boden und in der Höhe Druckanstieg von relativgleichem Betrage, in der Zwischenschicht — in der erzeugten stati-

---

S. 17), können hier nur die Änderungen der virtuellen Mitteltemperatur zwischen zwei Hauptisobarenflächen (z. B. 900—800 mb) berücksichtigt werden.

schen Druckänderung sich kompensierend — Erwärmung und Abkühlung.

14. **— dh, — dH; dh — dH $\leqq \pm$ 10 gdm; Δ h $>$ 8 gdm.** Entspricht 13. ‚Unten' und ‚oben' Druckfall von relativ gleicher Stärke; in der Zwischenschicht — in der erzeugten statischen Druckänderung sich kompensierend — Erwärmung und Abkühlung.
15. **dh = 0, dH = 0; Δ h $<$ 8 gdm.** Weder am Boden noch in der Höhe Druckänderung; in der Zwischenschicht keine Temperaturänderung.
16. **dh = 0, dH = 0; Δ h $\geqq$ 8 gdm.** ‚Unten' und ‚oben' keine Druckänderung; in der Zwischenschicht — in der erzeugten statischen Druckänderung sich kompensierend — Erwärmung und Abkühlung.

Die vorstehende Gruppeneinteilung ist, der Übersichtlichkeit halber, noch einmal am Ende der Abhandlung auf einem Beiblatt abgedruckt, um etwa notwendiges Nachschlagen zu erleichtern.

Eines soll nun gleich im Anschluß an die Gruppenaufstellung erwähnt werden. In der vorliegenden Arbeit werden die Druckänderungen (genauer Höhenänderungen von Druckflächen) von einem Tage zum anderen ermittelt und diskutiert. Dabei wird es, wegen der relativ großen Zeitspanne, die zwischen zwei Beobachtungen liegt, häufiger vorkommen, daß die Druck- und Temperaturänderung nicht einheitlich während des ganzen Zwischenraumes ist.

Nehmen wir ein Beispiel:

Unsere Druckänderungsart 7 verlangt in der Höhe und am Boden Druckfall, in der Zwischenschicht Abkühlung. Es kann nun tatsächlich während der ganzen 24 Stunden, die von einem Aufstiege bis zum anderen vergehen, der Druck und die Temperatur fallen. Dies wäre die reine Form der Druckänderungsart 7. Es kann nun aber auch folgendes eintreten: Am ersten Tage befindet sich der Aufstiegsort im Warmsektor einer sich noch vertiefenden Depression. Der Druck fällt, während die Temperatur eher noch ansteigt als fällt. Einige Stunden, bevor der zweite Aufstieg stattfindet, über-

quert die nachfolgende Kaltfront den Aufstiegsort; der Druck steigt wieder, die Temperatur ist sprunghaft gefallen. Da der Druck längere Zeit gefallen ist als gestiegen, ist es nicht unwahrscheinlich, daß die resultierende Druckänderung während der vergangenen 24 Stunden Druckfall ist. Andererseits sei der Kaltlufteinbruch ziemlich kräftig, die Abkühlung also so groß, daß die resultierende Temperaturänderung Abkühlung ist. Auch ein solcher Fall muß der Druckänderungsart 7 zugeschrieben werden, trotzdem er, wie man sieht, mit dem obigen nicht viel gemein hat.

Hier liegt ein Fehler vor, der sich leider nicht beseitigen läßt, soll nicht die Bearbeitung des Materials ins ungeheure ansteigen. Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit, der sich nur mit den Druckänderungen beschäftigt, fällt dies nicht so sehr ins Gewicht wie gerade beim zweiten Teil, der sich mit den gleichzeitigen Änderungen von Bewölkung, Feuchtigkeit usw. befaßt. Am Anfang des zweiten Teiles werden wir darauf noch einmal zurückkommen.

Es soll nun noch kurz die Frage: ‚Welche Genauigkeit kommt den aerologischen Beobachtungen und den daraus abgeleiteten Größen zu?' gestreift werden; denn die Beantwortung dieser Frage läßt auch gleich erkennen, mit welcher Genauigkeit man die Bearbeitung des Materials durchführen muß.

R. Wenger[13]) hat sich ausführlich mit dieser Frage beschäftigt. Es genügt deshalb an dieser Stelle, die Ergebnisse anzuführen.

Die Frage, die hier speziell interessiert, lautet: ‚Mit welcher Genauigkeit kann die Höhe der 500-mb Fläche bestimmt werden?'

Als Ausgangswerte (Instrumental- und Auswertfehler) legen wir zugrunde:

Für den Druck: ± 2 mb. (Prof. Robitzsch gab anläßlich eines Vortrages ± 4 mb an!);
Für die Temperatur: ± 0,5° C;
Für die relative Feuchtigkeit: ± 5%.
Der Bodendruck sei auf $^1/_{10}$ mb genau bestimmt.

---

[13]) R. Wenger: Über den Einfluß der Instrumentalfehler auf die synoptische Darstellung aerologischer Simultanaufstiege. Veröff. d. Geophys. Inst. d. Univ. Leipzig; 2. Serie, Bd. 1, Heft 1.

Diese Werte der Fehler sind nicht etwa zu groß; in vielen Fällen dürften sie sogar noch überschritten werden!

Summieren sich alle Fehler, so erhalten wir die Höhe der 500-mb-Fläche nur auf ± 20 gdm genau. Da sich aber die Fehler, wenn man von systematischen Fehlern absieht, meist zum Teil aufheben werden, so nehmen wir für unser Material eine Ungenauigkeit von ± 10 gdm für die Höhenangabe der 500-mb-Fläche an. Hat sich also von einem Termin zum andern die Höhe der 500-mb-Fläche um weniger als 10 gdm geändert, so setzen wir dies einer Höhenänderung ‚Null' gleich. (In Gruppe 5, 10, 15, 16.)

Ebenso setzen wir, aus hier nicht näher erläuterten Gründen, eine Höhenänderung der 1000-mb-Fläche um weniger als ± 3 gdm einer Höhenänderung ‚Null' gleich. (Gruppe 4, 9, 15 und 16.)

Material und Arbeitsmethodik.

Der folgenden Untersuchung wurden die Ergebnisse der Höhenaufstiege an der niederländischen Station Soesterberg (52° 7' N, 5° 12' E; h = 13 m) zugrunde gelegt. Verwendet wurden die Aufstiege der Jahre 1926—1930, also fünf Jahrgänge[14]).

Es wurden diejenigen Fälle herausgesucht, bei denen an zwei aufeinanderfolgenden Tagen Aufstiege stattfanden, die genügend große Höhe erreichten. In den 5 Jahren gab es 915 solcher Fälle, d. s. 50% der möglichen.

Für jeden in Betracht kommenden Fall wurde folgendes aus der Publikation herausgeschrieben:

Bodendruck, Höhe der 1000-, 900-, 800-, 700-, 600- und 500-mb-Fläche.

Es wurden dann die Differenzen der Höhen der einzelnen Hauptisobarenflächen gebildet, d. s. also die Höhenänderungen von einem Tage zum anderen. Ferner wurden für jeden Tag die Abstände der einzelnen Hauptisobarenflächen von einander berechnet (Schichtdicke! Vgl. S. 14) und von diesen wiederum die Differenzen von einem Tage zum anderen gebildet.

---

[14]) Ergebnisse aerologischer Beobachtungen; herausgegeben vom Kon. Nederl. Met. Inst.; Utrecht.

Damit sind die Werte gegeben, die benötigt werden, um das aerologische Material nach Maßgabe des auf Seite 12—15 aufgestellten Schemas der Luftdruckänderungen einzuteilen.

Es soll noch kurz mitgeteilt werden, daß die Rechnungen durch Gegenproben kontrolliert wurden. Außerdem wurde durch Beachtung der gleichzeitigen Temperaturänderung überprüft, ob sich in den publizierten Werten Druck- oder Rechenfehler eingeschlichen haben. Von den ca. 1500 Aufstiegen wurden 40 als fehlerhaft erkannt und zum größten Teil korrigiert (durch Nachrechnung); nur einige Aufstiegsergebnisse konnten nicht verwertet werden, da es nicht möglich war, die Fehler ohne Benutzung der Originalregistrierung zu verbessern. Im ganzen gesehen, ergab sich aber dabei, daß das Soesterberger Material sehr zuverlässig ist.

Nun noch einige Bemerkungen.

Wenn man Änderungen des Luftdruckes oder eines anderen meteorologischen Elementes von einem Tage zu anderen betrachtet, ist es notwendig, daß man die Beobachtungen einer bestimmten Tagesstunde verwendet, um den täglichen Gang dieses Elementes zu eliminieren. Man trachtet also danach, die Zeitdifferenz zwischen zwei Beobachtungen zu 24 Stunden zu erhalten. Dies ist nun bei dem vorliegenden Material nicht möglich. Erstens fanden die Aufstiege nicht alle am Vormittag statt, da öfter schlechtes oder nebliges Wetter Frühaufstiege nicht gestattete. In anderen Fällen wieder fanden zwei Aufstiege an einem Tage statt, sei es an ‚internationalen' Tagen oder sei es, weil der erste Aufstieg nicht sehr hoch reichte. Besonders im letzteren Falle mußte natürlich der zweite Aufstieg verwendet werden. Dadurch ist allerdings eine gewisse Inhomogenität des Materials bedingt, die aber hier doch nicht so sehr ins Gewicht fällt, da in den meisten Fällen in der freien Atmosphäre der tägliche Gang der hier betrachteten meteorologischen Elemente — mit Ausnahme der Bewölkung vielleicht — gegenüber den unperiodischen Änderungen weit zurücktritt. Wir kommen später an verschiedenen Stellen noch einmal darauf zurück.

Nicht alle Aufstiege erreichten das 500-mb-Niveau. Reichte ein Aufstieg nur bis etwas unter dieses Niveau, so konnte ohne Bedenken, um die Höhe der 500-mb-Fläche berechnen zu können, die Temperatur bis in dieses Druckniveau hinauf extrapoliert werden. Manchmal war es aber nicht möglich, die Höhe der 500-mb-Fläche zu bestimmen; trotzdem kann man aber auch meist diese Fälle mit zugrunde legen; denn

findet man vom Boden bis 600 mb durchweg Hebung der Hauptisobarenflächen, dann kann man, wenn die Hebung der 600-mb-Fläche noch groß genug ist, wohl annehmen, daß sich auch die 500-mb-Fläche hebt. Läßt man diese Annahme gelten, so hat man natürlich ein bedeutend größeres Material zur Verfügung. Voraussetzung ist dabei, zweifelhafte Fälle auszuschließen, um nicht zweifelhaftes oder gar fehlerhaftes Material zu verwenden. Selbstverständlich kann man auf diese Art und Weise nur das Vorzeichen der Höhenänderung der 500-mb-Fläche feststellen; die absoluten Beträge würden zu ungenau werden.

Erster Teil.

Statistik der Luftdruckänderungen.

Häufigkeiten der einzelnen Druckänderungsarten.

Tabelle 1 zeigt die Häufigkeiten der einzelnen Druckänderungsarten. Die Tabelle ist so zusammengestellt, daß die Gruppen 1 und 6, 2 und 7 usw., also gleiche Druckänderungsarten nur mit entgegengesetzten Vorzeichen, nebeneinanderstehen.

Tabelle 1.

Häufigkeiten der einzelnen Druckänderungsarten (1926—1930).

Gr.	Anzahl		Prozent		Gr.	Anzahl		Prozent		Gr.	Anz.	Pro.
1	45		4,9		6	47		5,1		11	45	4,9
		63		6,9			63		6,9			
1*	18		2,0		6*	16		1,8		12	27	2,9
2	113		12,4		7	134		14,6		13	21	2,3
		146		16,0			170		18,6			
2*	33		3,6		7*	36		3,9		14	23	2,5
3	105		11,5		8	89		9,7		15	8	0,9
		110		12,0			90		9,8			
3*	5		0,5		8*	1		0,1		16	6	0,7
4	20		2,2		9	19		2,1				
		23		2,5			21		2,3			
4*	3		0,3		9*	2		0,2				
5	36		3,9		10	42		4,6				
		44		4,8			55		6,0			
5*	8		0,9		10*	13		1,4				

Man sieht auf den ersten Blick ein starkes Vorwalten der Gruppen 2 und 7, 3 und 8. (Dabei ist hier, wie auch im folgenden dieses Abschnittes unter Gruppe 2 : 2 und 2*, unter 7 : 7 und 7* usf. verstanden.

Die am häufigsten vorkommenden Gruppen sind 2 und 7; beide zusammen umfassen 34,5% oder über $^1/_3$ aller Fälle.

Diese beiden Gruppen umfassen also jene Fälle, in denen die Bodendruckänderungen und die Änderungen der Temperatur in der Troposphäre das gleiche Vorzeichen aufweisen, so daß die ‚obere' Druckänderung gegen die Bodendruckänderung verstärkt ist. Da die Bodendruckänderung nicht auf statisch-thermische Massenänderung in der Troposphäre zurückgeführt werden kann, wird dies oft so ausgedrückt: Eine ‚obere' Druckschwankung wird durch eine ‚untere' thermische kompensiert.

Zur Erklärung des häufigen Vorkommen dieser Fälle sind mehrere Theorien aufgestellt worden; eine endgültige Erklärung ist aber noch nicht herbeigeführt.

Die erste Theorie nimmt Aufbauschungen und Einbuchtungen der Atmosphäre an[1]) und argumentiert folgendermaßen: Ist an einer Stelle die Atmosphäre aufgebauscht, so herrscht dort — auch in der Höhe — hoher Druck. Entsprechend tiefer Druck dort, wo die Atmosphäre eine Einbuchtung aufweist. Nun sei unter diesem hohen Druck in der Höhe die Luft kalt, unter dem tiefen Druck warm. In diesem Falle würden sich mit abnehmender Höhe die horizontalen Druckgegensätze immer mehr verschärfen und am Boden ihren größten Betrag erreichen. Dementsprechend muß auch die Windgeschwindigkeit mit abnehmender Höhe zunehmen. Diese Zunahme der Windstärke mit Annäherung an den Erdboden wird aber nie in dem geforderten Maße auftreten, da die Reibung an der Erdoberfläche die Winde stets verzögert. Es entstehen in Bodennähe ausfüllende Bewegungen. (Die Windrichtung ist nicht mehr parallel den Isobaren!) Damit wird aber dem warmen Tief kalte Luft zugeführt, während sich in der Antizyklone die Luft durch Absinken dynamisch erwärmt. Als Endzustand wird man also ein ‚warmes' Hoch und ein ‚kaltes' Tief vorfinden[2]).

Wandert nun ein System von ‚warmen' Antizyklonen und ‚kalten' Zyklonen über einen Ort hinweg, so wird Druckanstieg mit Erwärmung, Druckfall mit Abkühlung verbunden sein; wir werden also Fälle unserer Druckänderungsarten 2 und 7 finden.

---

[1]) Vgl. F. M. Exner: Dynamische Meteorologie, 2. Aufl., 1925, S. 282, S. 290, S. 356.

[2]) Vgl. F. M. Exner: ebenda, S. 285. Dort ist dies Problem noch näher behandelt.

Die zweite Theorie, die sich mit dieser Frage beschäftigt, stammt von v. Ficker[3]). Sie nimmt zwei getrennte Druckwellen, eine ‚primäre', stratosphärische und eine ‚sekundäre', troposphärische an. Die sekundäre Druckschwankung wird dabei als eine direkte Folge troposphärischer Temperaturänderungen gedeutet. Doch auch für die primäre Welle wird Advektion verschieden temperierter Luftmassen in der Stratosphäre als Ursache angenommen, wobei im allgemeinen Kaltlufteinbrüche aus Süden, Warmlufteinbrüche aus Norden kommen. Diese Regel gilt natürlich nicht für alle Fälle[4]).

Obwohl der Wechsel verschieden temperierter Luftmassen in der Stratosphäre den Hauptbeitrag für die Erzeugung primärer Druckschwankungen darstellt, sind wohl auch troposphärische Vorgänge (Hebung und Senkung der Fläche gleichen Druckes) daran beteiligt[5]).

Nun bestehen aber diese primären und sekundären Wellen meist nicht selbständig für sich, sondern es zeigt sich fast immer eine Kopplung, die derart ist, daß oberhalb eines sekundären Wellentales ein primärer Wellenberg (und umgekehrt) lagert, wobei allerdings meist eine kleine Phasendifferenz zwischen beiden Wellen auftritt, und zwar so, daß die sekundäre Welle der primären etwas vorauseilt. Defant[6]) hat dafür einen mathematischen Beleg erbracht. Er konnte zeigen, daß eine obere, stratosphärische Welle eine troposphärische induziert. Dabei handelt es sich bei dieser induzierten Welle nicht um eine einfache Übertragung der oberen Welle, sondern die induzierte ist wesentlich abhängig vom Aufbau der Troposphäre, besonders vom meridionalen Temperaturgefälle in

---

[3]) S. u. a.: v. Ficker: Beziehungen zwischen Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre; Sitzungsberichte der Wiener Akademie, Abtlg. IIa, Bd. 129, 1920, S. 763; v. Ficker: Bemerkungen über die Konstitution zusammengesetzter Drepressionen, Met. Z., Bd. 38, 1921, S. 65; v. Ficker: Kälteeinbrüche über Lindenberg, Met. Z., Bd. 39, 1922, S. 65; H. Ertel: Der Einfluß der Stratosphäre auf die Dynamik des Wetters, Met. Z., Bd. 48, 1931, S. 461.

[4]) Vgl.: P. Zistler: Die Windverhältnisse in der Stratosphäre über München; Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 14, S. 65.

[5]) v. Ficker: Beziehung zwischen Druck und Temperatur in der freien Atmosphäre, Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 10, S. 58.

[6]) A. Defant: Primäre und sekundäre — freie und erzwungene Druckwellen in der Atmosphäre. Sitzungsberichte der Wiener Akademie, Abt. IIa, Bd. 135, 1926, S. 357.

derselben. Dabei äußert sich die sekundäre Welle in Warmluft- oder Kaltlufteinbrüchen.

Wandert nun ein primärer Wellenberg (-tal) gekoppelt mit einem sekundären Wellental (-berg) über einen Beobachtungsort hinweg, so finden wir gerade die Druckänderungen, die unserer Gruppe 2 (7) entsprechen, dabei muß natürlich die primäre Welle die größere und daher ausschlaggebende sein. Da aber meist eine Phasendifferenz ($\mp 180^0$) besteht, lassen sich mit diesem Schema auch Fälle unserer Druckänderungsarten 1, 6, 3 und 8 erklären (vgl. S. 25).

Die dritte Theorie wird hauptsächlich von Palmén vertreten. Hier spielen dynamische Effekte eine besondere Rolle. So soll im Zentrum einer Depression in etwa 2—6 km Höhe ein ‚Auspumpen' von Luft eintreten, also ein Massenabfluß stattfinden. Als Ersatz wird Luft von oben und unten herangeschafft, die sich durch die vertikale Bewegung in den unteren Schichten abkühlt, in den höheren dagegen erwärmt. Wir erhalten dann bei tiefem Druck eine kalte und relativ niedrige Troposphäre und eine warme Stratosphäre. Bei der Antizyklogenese tritt in der Schicht 4—8 km Massenzufluß ein, damit in der Troposphäre Erwärmung durch Absinken, in der Stratosphäre Abkühlung bei gleichzeitiger Hebung der Tropopause[7]). So findet man auch nach diesem Schema eine warme Troposphäre mit einer kalten Stratosphäre — und umgekehrt — gekoppelt, also jene Fälle, die unseren Druckänderungsarten 2 bzw. 7 zugrunde liegen. Die genaue Erklärung für das Zustandekommen dieses ‚Auspumpens' bzw. ‚Einströmens' gibt Palmén nicht; wohl liegt nach ihm die Ursache dafür in der Zentrifugalkraft und — in außertropischen Zyklonen — in der ablenkenden Kraft der Erdrotation, aber eine nähere Erläuterung des Mechanismus fehlt[8]).

Alle drei erwähnten Theorien können also das Auftreten von Fällen unserer Gruppen 2 und 7 erklären. Welche von

---

[7]) E. Palmén: Die Beziehung zwischen troposphärischen und stratosphärischen Temperatur- und Luftdruckschwankungen. (Über die Natur der sog. primären und sekundären Druckwellen.) Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 17, 1931, S. 102.

[8]) E. Palmén: Aerologische Untersuchungen der atmosphärischen Störungen mit besonderer Berücksichtigung der stratosphärischen Vorgänge. Mitteilungen d. Met. Inst. d. Univ. Helsingfors, Nr. 25, 1933, S. 20.

diesen nun die richtige ist, läßt sich kaum entscheiden; es ist leicht möglich, daß Fälle jeder Theorie in der Natur realisiert sind; eine Entscheidung darüber kann aber nicht durch statistische Bearbeitung des Materials erbracht werden, denn da der Bodendruck nur in relativ geringen Grenzen schwankt, muß immer bei einer kräftigen Temperaturänderung in der Troposphäre eine entgegengesetzte Temperaturänderung in der Stratosphäre eintreten, wenn man nicht Aufbauschungen und Einsenkungen der Atmosphäre annehmen will. (Dabei ist vorausgesetzt, daß die statische Grundgleichung — barometrische Höhenformel — gültig ist, was man wohl annehmen kann, da Abweichungen, falls sie auftreten, nur gering sein können.)

Tritt nun bei gegebener Stärke eines primären Wellenberges eine Advektion besonders warmer Luft in der Troposphäre auf, so kann bei Druckanstieg in der Höhe der Druck am Boden fallen — eben durch den starken statisch-thermischen Druckeffekt der herangeführten Warmluft. Wir erhalten dann Fälle unserer Druckänderungsart 3. Entsprechend tritt bei Advektion relativ sehr kalter Luftmassen, gekoppelt mit einem relativ schwachen primären Druckwellental, eine Druckänderung gemäß unserer Gruppe 8 auf. Auch diese Fälle sind, wie unsere Tabelle 1 zeigt, sehr häufig. Mit den Fällen der Gruppe 2 und 7 haben sie gemein, daß die Temperatur- und damit auch Massenänderungen in der Tropo- und Stratosphäre entgegengesetztes Vorzeichen aufweisen. Alle vier Gruppen zusammen umfassen 56% aller Fälle.

Zwischen den Fällen der Gruppe 2 und 3 bzw. 7 und 8 liegen solche unserer Druckänderungsart 4 bzw. 9, also jene Fälle, bei denen am Boden keine Druckänderung auftritt, während wir in der Höhe Druckanstieg bzw. Druckfall vorfinden. Im Sinne v. Fickers wird hier eine primäre Welle durch eine sekundär-thermische Druckänderung bis zum Erdboden hin gerade kompensiert, im Sinne Palméns wird der dynamische Druckeffekt durch den statischen Druckeffekt der in der unteren Troposphäre herangeführten Luft gerade aufgehoben. Dieser ‚Grenzfall' wird natürlich nicht häufig vorkommen; von den 915 Fällen finden sich auch nur 44 (4,8%), die man der Gruppe 4 bzw. 9 zuschreiben muß.

Endlich kann es sein, daß in der Troposphäre keine Temperaturänderung stattfindet, so daß sich der Druckeffekt der

stratosphärischen Temperaturänderung ungeschwächt bis zum Erdboden hin durchsetzt[9]). Diese Fälle gehören zu den Gruppen 11 und 12; treten dabei in der Troposphäre solche Temperaturänderungen auf, die sich in ihren Druckeffekten aufheben, so sind dies Fälle der Gruppe 13 bzw. 14. 116 Fälle (12,7%) gehören den Gruppen 11—14 an.

Allen bisher besprochenen Gruppen (Gr. 2, 7; 3, 8; 4, 9; 11 bis 14) ist gemein, daß bei ihnen bestimmt Massenänderungen oberhalb des mittleren 500-mb-Niveaus auftreten; ja man wird behaupten können: Massenänderungen oberhalb der Troposphäre. Zur Erklärung des Bodendruckganges muß man also Vorgänge in der Stratosphäre unbedingt berücksichtigen. Alle diese Druckänderungsarten umfassen zusammen 676 Fälle, d. h. 73,9% des zugrundeliegenden Materials.

Bei den noch nicht erwähnten Gruppen kann, mehr oder weniger, die Bodendruckänderung allein durch Vorgänge in der Troposphäre erzeugt sein und demgemäß auch erklärt werden.

Fälle der Gruppe 5 und 10 stellen scheinbar die reinsten Vertreter dieser Art dar; bei diesen tritt ja definitionsgemäß im mittleren 500-mb-Niveau keine Druckschwankung auf, so daß die beobachteten Bodendruckänderungen allein auf Massenänderungen der Schicht Boden — 5½ km zurückgeführt werden können. Diese beiden Gruppen weisen 99 Fälle (10,8%) auf. Das ist aber noch relativ viel, wenn man bedenkt, daß die Forderung: gerade im mittleren 500-mb-Niveau sollen keine Druckänderungen auftreten, eine stark einschränkende Voraussetzung darstellt. Dies wird aber damit zu erklären sein, daß in diesen Gruppen auch Fälle der Art 8 bzw. 3 enthalten sind, also solche, bei denen im mittleren 500-mb-Niveau der ‚Umkehrpunkt' des Vorzeichens der Druckänderung liegt, oder mit anderen Worten: oberhalb 5½ km wird bei Gruppe 5 der Druck fallen, bei Gruppe 10 steigen. Es ist ja, wie schon früher erwähnt, dh = 0 (keine Höhenänderung der 500-mb-Fläche) kein hinreichender Grund dafür, daß oberhalb des

---

[9]) Von den Temperaturänderungen in der Troposphäre, die durch Kompression oder Dilatation infolge entsprechender Massenänderungen in der Stratosphäre hervorgerufen werden, sei hier abgesehen. Vgl. S. 7.

mittleren 500-mb-Niveaus keine Druckänderung mehr auftritt (siehe S. 13).

Verwandt mit den Gruppen 5 und 10 sind die Druckänderungsarten 1 und 6, bei denen die (relative) Druckschwankung mit der Höhe abnimmt, ohne jedoch bis zum mittleren 500-mb-Niveau den Wert ‚Null' zu erreichen. 126 Beobachtungen können diesen beiden Druckänderungsarten zugezählt werden, d. s. 13,8% aller Fälle. Hier kann man vielleicht behaupten, daß dies die Fälle sind, bei denen die Temperaturänderungen (Massenänderungen) in der Troposphäre allein die Bodendruckänderungen bedingen. Trotzdem werden aber auch in diesen Gruppen noch einige Fälle enthalten sein, bei denen sich das Vorzeichen der Druckänderung mit der Höhe (oberhalb 5½ km) umkehrt.

Auch bei den Druckänderungsarten 15 und 16, bei denen weder am Boden noch in der Höhe Druckänderung auftritt[10]), genügt es, allein troposphärische Vorgänge zur Erklärung des Bodendruckganges heranzuziehen.

Um noch einmal einen kurzen Überblick zu haben, fassen wir das Vorhergehende zusammen:

In 74% aller Fälle (Gruppe 2, 3, 4, 7, 8, 9, 11, 12, 13 und 14) kann man feststellen, daß bestimmt oberhalb des mittleren 500-mb-Niveaus Massenänderungen stattfinden. Wenn man den Bodendruckgang erklären will, muß man diese unbedingt berücksichtigen; man muß also in diesen Fällen auch Vorgängen in der Stratosphäre, mindestens jedoch in der oberen Troposphäre einen Einfluß auf das Zustandekommen der Bodendruckänderungen zusprechen.

Demgegenüber stehen die Fälle der Gruppen 1, 5, 6, 10, 15 und 16 (26% aller Beobachtungen), bei denen man annehmen könnte, daß die Temperaturänderungen der Troposphäre allein die Bodendruckänderungen erzeugen[11]). Jedoch sahen

---

[10]) Man darf dabei allerdings nicht vergessen, daß sich in den meisten Fällen die Druckänderung ‚Null' aus einem Druckanstieg und einem (gleichstarken) Druckfall zusammensetzen dürfte.

[11]) Temperaturänderungen in der Troposphäre allein können natürlich keine Bodendruckänderung erzeugen, dazu ist selbstverständlich notwendig, daß bei Temperaturanstieg Luft abfließt, bei Temperaturfall Luft zufließt. In welcher Höhe das geschieht, ist dabei nebensächlich.

wir, daß bei den Gruppen 5 und 10 dies nicht sicher ist; ebenso wird man es für einen Teil der Gruppen 1, 6 und 16 nicht annehmen können. Schlagen wir deshalb noch je die Hälfte der Gruppen 5, 10 und 16, sowie je 10% der Gruppen 1 und 6 zu der Sammelgruppe ‚mit Stratosphäreneinfluß', so erhalten wir von 915 beobachteten Fällen 740, bei denen auch stratosphärische Vorgänge zu den Bodendruckänderungen beitragen, während man in nur 175 Fällen annehmen kann, daß allein troposphärische Vorgänge die Bodendruckänderungen bedingen; das ist ein Verhältnis von ca. 80 zu 20%.

Die Fälle der * Gruppen, also jene Fälle, bei denen in der Schicht Boden bis ca. 5,5 km die Temperaturänderung nicht durchweg das gleiche Vorzeichen hat, treten weit zurück gegenüber den Fällen, bei denen das Vorzeichen durchweg das gleiche ist. Bei den Gruppen 1 bis 10 finden wir 650 Fälle, bei denen sich das Vorzeichen der Temperaturänderung vom Boden bis zum mittleren 500-mb-Niveau nicht ändert, während es in nur 135 Fällen (17% aller Fälle der Gruppen 1 bis 10) mit der Höhe wechselt. Nimmt man noch, der Vollständigkeit halber, die Gruppen 11 bis 16 hinzu, so erhält man:

gleiches Vorzeichen der Temperaturänderung (Boden — 5,5 km)	730 (80%)
wechselndes Vorzeichen der Temperaturänderung	185 (20%),

wenn man die Gruppen 11, 12 und 15 als Werte mit gleichem, die Gruppen 13, 14 und 16 als Werte mit wechselndem Vorzeichen der Temperaturänderung betrachtet. In 80% aller Fälle hat also die Temperaturänderung von einem Tage zum andern in der Schicht Boden — 5,5 km das gleiche Vorzeichen.

Dies steht scheinbar in Widerspruch mit den Ergebnissen, die Schedler gefunden hat[12]), nämlich, daß die Temperaturänderung vom Boden bis 3 km Höhe im Mittel das entgegengesetzte Vorzeichen aufweist wie oberhalb 3 km (bis ca. 9 km).

---

[12]) A. Schedler: Über den Einfluß der Lufttemperatur in verschiedenen Höhen auf die Luftdruckschwankungen am Erdboden Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 7, S. 88.

Dieses Ergebnis ist aber durch die Mittelbildung, die Schedler anwendet, bedingt, und wahrscheinlich würde unser Material bei entsprechender Mittelbildung ähnliche Werte ergeben.

Die Größe der Druckänderungen am Boden und in der Höhe.

Da in dieser Untersuchung nicht mit Druckänderungen in bestimmten Höhen, sondern mit Höhenänderungen bestimmter Druckniveaus gerechnet wird, sei am Anfang dieses Abschnittes eine kleine Tabelle gegeben, aus der man ersehen kann, welche Druckänderung einer bestimmten Höhenänderung entspricht. Gleichung (3) auf Seite 6 gibt den formelmäßigen Zusammenhang. Man erkennt aus dieser Gleichung, daß die einer Höhenänderung eines bestimmten Druckniveaus (p) äquivalente Druckänderung auch eine Funktion der Temperatur ist. (Diese Temperatur ist die zwischen der augenblicklichen und der mittleren Höhe der betrachteten Druckfläche herrschende virtuelle Mitteltemperatur.) Da diese von Fall zu Fall verschieden ist, müssen wir, der Einfachheit halber, eine mittlere Temperatur annehmen. Am Boden (1000-mb-Niveau) setzen wir eine solche von + 10° C (283° abs.), in Höhe der 500-mb-Fläche (ca. 5500 m) eine solche von — 20° C (253° abs.) ein. Es ergeben sich dann folgende Werte:

Umrechnungstabelle für Höhenänderungen (gdm) in Druckänderungen (mb).

Δ h:	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120 gdm
1000 mb + 10° C	1	2	4	5	6	7	9	10	11	12	14	15 mb
500 mb — 20° C	1	1	2	3	3	4	5	6	6	7	8	8 mb

Nach dieser Tabelle entspricht also einer Höhenänderung der 1000-mb-Fläche um 80 gdm eine Druckänderung von 10 mb in der mittleren Höhe der 1000-mb-Fläche, also etwa im Meeresniveau. Einer Höhenänderung der 500-mb-Fläche um 80 gdm entspricht einer Druckänderung von 6 mb in der mittleren Höhe der 500-mb-Fläche, also in etwa 5500 m.

Diesem Abschnitt sei nun noch folgendes vorausgeschickt:

Da die Höhenaufstiege, die dieser Untersuchung zugrunde gelegt sind, nicht alle zur gleichen Tagesstunde stattfanden, sind die unten mitgeteilten Druckänderungen nicht ‚interdiurne' Druckänderungen im strengen Sinne. Ferner können bei der Untersuchung über die Größe der Höhenänderungen der 500-mb-Fläche nur diejenigen Fälle verwertet werden, bei denen die Aufstiege das 500-mb-Niveau tatsächlich erreichten, bzw. sich die Höhe der 500-mb-Fläche genügend genau bestimmen ließ (vgl. S. 18). Es konnten deshalb nur 319 Fälle (35% des ganzen Materials) verwendet werden.

Tabelle 2.

Mittlere Beträge der Höhenänderungen der 1000- und der 500-mb-Fläche.

Gr.	1000 mb	500 mb	DD	ΔT	N	Gr.	1000 mb	500 mb	DD	ΔT	N
1	+72	+31	—41	—2,0	14	6	—86	—46	+40	+2,0	11
1*	+58	+40	—18	—0,9	6	6*	—70	—52	+18	+0,9	6
2	+40	+100	+60	+3,0	37	7	—35	—113	—78	—3,9	49
2*	+35	+57	+22	+1,1	10	7*	—37	—78	—41	—2,0	9
3	—31	+42	+73	+3,6	41	8	+26	—53	—79	—4,0	36
3*	(—20	+11	+31	+1,5	1)	8*	(+35	—19	—54	—2,7	1)
4	+ 2	+48	+46	+2,3	8	9	(+ 2	—42	—44	—2,2	5)
4*	—	—	—	—	0	9*	(+ 2	—20	—22	—1,1	2)
5	+42	+ 2	—40	—2,0	16	10	—27	— 1	+26	+1,3	9
5*	(+12	+ 4	— 8	—0,4	4)	10*	(—18	+ 1	+19	+1,0	5)
11	+43	+44	+ 1	+0,0	17						
12	—34	—35	— 1	—0,0	9						
13	+60	+61	+ 1	+0,0	7						
14	—74	—77	— 3	—0,1	11						
15	(+ 2	— 3	— 5	—0,2	1)						
16	(— 0	+ 8	+ 8	+0,4	4)						

Tabelle 2 bringt die Ergebnisse. In dieser Tabelle bedeutet: 1000 mb = mittlere Höhenänderung der 1000-mb-Fläche; 500 mb = mittlere Höhenänderung der 500-mb-Fläche; DD zeigt die Differenz zwischen der Höhenänderung der 500-mb- und der 1000-mb-Fläche an; diese Differenz besagt also, um wieviel sich der Abstand der 500- von der 1000-mb-

Fläche geändert hat. Unter Δ T ist die dieser Abstandsänderung äquivalente Temperaturänderung angegeben. In der Spalte N ist die Anzahl der Fälle aufgeführt.

Aus dieser Tabelle kann man zunächst einmal erkennen, daß gleiche Druckänderungsarten, aber mit entgegengesetztem Vorzeichen (z. B. Gr. 2 und 7) einen annähernd gleichen Betrag der Temperaturänderung (ΔT) aufweisen.

Lassen wir zunächst die *Gruppen außer acht, so sehen wir, daß sich die Druckänderungsarten 1 bis 10 in zwei Gruppen aufteilen lassen, wenn man die Änderung der virtuellen Mitteltemperatur als Unterscheidungsmerkmal zugrunde legt. Die eine dieser Gruppen weist ein ΔT von etwa 2 ° C auf, die andere ein solches von 3—4 °. Stellen wir zusammen:

Gr.	ΔT	Gr.	ΔT
1	—2,0	6	+2,0
5	—2,0	10	+1,3
9	—2,2	4	+2,3
dem stehen gegenüber:			
7	—3,9	2	+3,0
8	—4,0	3	+3,6

Die Druckänderungsarten 1, 6, 5 und 10 umfassen die Fälle, bei denen wahrscheinlich in der Stratosphäre keine nennenswerte Druckänderungen mehr vorkommen; die Druckänderungsarten 7, 2, 8 und 3 dagegen diejenigen Fälle, bei denen auch die Stratosphäre noch größere Druckänderungen beobachtbar sind.

Berücksichtigen wir dies, und sehen wir einmal von den Verhältnissen bei den Druckänderungsarten 4 und 9, die hier nur 8 bzw. 5 Vertreter aufweisen, ab, so können wir folgenden Satz aufstellen:

Findet man bei einem Warmluft- (Kaltluft-) einbruch in den unteren Schichten der Atmosphäre gleichzeitig Druckanstieg (-fall) in der Höhe, so ist der Warmluft- (Kaltluft-) einbruch stärker, als wenn in der Höhe gleichzeitig keine größeren Druckänderungen auftreten.

Dieser Satz wird auch durch die Fälle bestätigt, in denen ‚oben' und ‚unten' relativ gleich große Druckschwankungen

vorkommen. Gruppe 11 und 12 weisen geringe Temperaturschwankungen in der unteren Hälfte der Atmosphäre auf, Gruppe 13 und 14 dagegen größere, wenn sie sich auch bezüglich ihrer thermisch-statischen Wirkungen auf den Bodendruckgang aufheben. Nach obigem Satz müßte bei Gruppe 11 und 12 die Druckschwankung in der Höhe, und damit natürlich auch am Boden, geringer sein als bei Gruppe 13 und 14. Die folgende Aufstellung bestätigt dies.

Gr.	dh	Gr.	dh
11	+44	12	—35
13	+61	14	—77

Der obige Satz sagt natürlich nichts darüber aus, welches der primäre Vorgang ist; er bildet also keine Antwort auf die Frage: Sind große Temperaturschwankungen in der Troposphäre eine Folge von großen Druckschwankungen in der Höhe? oder: Sind große Druckänderungen in der Höhe eine Folge von großen Temperaturschwankungen in der Troposphäre? Dagegen zeigt er an, daß eine Kopplung zwischen beiden — Druckänderungen in der Höhe und Temperaturänderungen in der Troposphäre — besteht.

Auf eines soll noch hingewiesen werden. Nehmen wir folgende Zusammenstellung vor

Gr.	dH	ΔT	Gr.	dH	ΔT
1	+72	—2,0	6	—86	+2,0
2	+40	+3,0	7	—35	—3,9
3	—31	+3,6	8	+26	—4,0

so sehen wir, daß größeren Bodendruckschwankungen geringere Temperaturschwankungen — und umgekehrt — zugeordnet sind[13]).

Bei den nun folgenden Betrachtungen wollen wir vorerst nur die Gruppen 1, 7 und 8, bei denen also Abkühlung in der Troposphäre eintritt, heranziehen, während die Gruppen mit Erwärmung (2, 3, 6), sowie die anderen Gruppen erst später besprochen werden sollen.

---

[13]) Gruppe 5 und 10 fügen sich nicht in diesen Rahmen.

Gruppe 1. Diese Gruppe umfaßt bekanntlich die Fälle, bei denen sowohl am Boden als auch in der Höhe Druckanstieg stattfindet, am Boden aber relativ stärker als in der Höhe. Man kann ferner annehmen, wie schon früher ausgeführt wurde, daß bei dieser Gruppe in der Stratosphäre keine bedeutende Massenänderung vorkommt, die Bodendruckschwankung also allein auf Massenänderung in der Troposphäre beruht.

Schematisierend, können wir uns folgendes vorstellen: Vom ersten zum zweiten Tage ist über Soesterberg relativ warme Luft durch kalte Luft ersetzt worden, und zwar umfaßt dieser Kaltlufteinbruch wahrscheinlich die ganze Troposphäre. In diesem Falle würden wir dann, keine Massenänderung in der Stratosphäre vorausgesetzt, die zur Gruppe 1 gehörenden Druckänderungen feststellen können. Nun findet, wie Hesselberg u. a. nachgewiesen haben[14], in einem Drucksteiggebiet im Mittel absteigende Luftbewegung statt, und wir können damit annehmen, daß bei den Fällen der Gruppe 1 die advektiv bedingte Abkühlung verringert wird durch die Erwärmung, die durch das dynamische Absinken verursacht wird. Da ferner jede Kaltluftmasse die Tendenz hat in sich zusammenzusinken — besonders dann, wenn sie ringsum von Warmluft umgeben ist —, wird außerdem auch Erwärmung durch Schrumpfung stattfinden. Im Endeffekt wird sich also die Kaltluft stärker erwärmen als allein durch den Einfluß der Unterlage bedingt ist[15]).

Gruppe 7. Diese Druckänderungsart umfaßt die Fälle, bei denen sowohl in der Höhe als auch am Boden der Druck fällt, obwohl in der unteren Hälfte der Atmosphäre Abkühlung stattfindet. Der Druckfall ist deshalb in der Höhe relativ stärker als am Boden. Man findet also in der Troposphäre Massenzunahme, in der Stratosphäre Massenabnahme, wobei, im ganzen gesehen, die letztere größer ist, was sich im Druckfall am Boden äußert.

Die Massenabnahme in der Stratosphäre muß — beobachtungsgemäß — vorausgesetzt werden; wie sie zustande kommt,

---

[14]) Th. Hesselberg: Über den Zusammenhang zwischen Druck- und Temperaturschwankungen in der Atmosphäre, Met. Z., Bd. 32, 1915, S. 311. Vgl. u. a.: V. u. J. Bjerknes, H. Solberg, T. Bergeron: Physikalische Hydrodynamik, Berlin, 1933, S. 725.

[15]) Von Strahlungsvorgängen wird hier abgesehen.

ob durch Erwärmung in der Stratosphäre (vgl. aber Anmerkung[11]) auf Seite 27), ob durch Abkühlung in der Troposphäre (Senkung der Flächen gleichen Druckes in der Höhe) oder ob durch dynamische Effekte (nach Palmén), kann natürlich durch das hier vorliegende Material nicht entschieden werden. Es ist auch für das folgende nicht wichtig.

Man findet also bei den Fällen der Gruppe 7 einen Kaltlufteinbruch innerhalb eines Druckfallgebietes. Da man nun in einem Druckfallgebiet aufsteigende Luftbewegung annehmen kann, wird bei diesen Fällen die Kaltluft durch die vertikalen Bewegungen weiter abgekühlt, obwohl allerdings durch das ‚Schrumpfen' der Kaltluft auch entgegengesetzte Temperaturänderung stattfinden wird. Im Vergleich mit den Fällen der Gruppe 1 wird die gesamte Erwärmung der Kaltluft, die also in der Hauptsache durch den Einfluß der Unterlage bedingt sein wird, nicht so stark in Erscheinung treten. Nimmt man den gleichen Ursprungsort und die gleiche Bahn der Kaltluft an, so müßte also die troposphärische Abkühlung bei Gruppe7 stärker sein als bei Gruppe 1. Und dies zeigt auch unsere Tabelle 2.

Gruppe 8. Diese Gruppe umfaßt diejenigen Fälle, bei denen in der Höhe der Druck fällt, am Boden jedoch steigt; dementsprechend findet in der Troposphäre ein Kaltlufteinbruch statt.

Bei diesen Fällen ist der Bodendruckgang bestimmt durch den statisch-thermischen Effekt der troposhpärischen Abkühlung, während der stratosphärische Massenabfluß diesen nur abschwächt. Im Vergleich mit den Fällen der Druckänderungsart 7 zeigt sich als wesentlicher Unterschied der geringere ‚primäre' Druckfall, während die Abkühlung der unteren 5½ km-Schicht im Mittel nur $^1/_{10}{}^0$ C stärker ist. Bezüglich des Einflusses der adiabatischen, durch Vertikalbewegungen bedingten Temperaturänderungen wäre auf Erwärmung durch Absinken (Druckanstieg am Boden) und durch Schrumpfen (Kaltluftmasse) zu schließen. Nehmen wir nun wieder an, daß der Ursprungsort und der Weg, den die Kaltluftmasse zurücklegt, bei Gruppe 7 und 8 der gleiche ist, und daß sich der Einfluß der Unterlage in beiden Fällen in annähernd gleicher Weise und Größe äußert, so sehen wir, daß die Gruppe 8 die stärksten Kaltluftausbrüche umfaßt. Umgekehrt können wir dann auch feststellen, daß die kräftigsten Kaltlufteinbrüche

über Soesterberg im Mittel von Druckänderungen der Druckänderungsart 8 begleitet sind.

Es soll hier kurz erwähnt werden, daß N. Fontell zeigen konnte[16]), daß sich ein Einfluß antizyklonalen Absinkens und zyklonalen Aufsteigens auf den vertikalen Temperaturgradienten in der Kaltluft (Polarluft) nachweisen läßt. Erreicht die Polarluft Soesterberg bei einem Bodendruck von über 1013 mb (760 mm Hg), so ergibt sich die Temperaturdifferenz zwischen Boden und 5 km Höhe zu 24,5°, gelangt dagegen die Polarluft bei einem Bodendruck von unter 1013 mb an, so ergibt sich diese Differenz zu 29,6° C. (Wichtig ist, daß es sich nur um Polarluft handelt.) Aus den in der Arbeit publizierten Werten läßt sich berechnen, daß die Mitteltemperatur, gebildet als Mittel der Temperaturen am Boden und in 5 km Höhe, bei antizyklonaler Polarluft (Druck > 1013 mb) — 12,3° beträgt, während sie sich bei zyklonaler Polarluft (Druck < 1013 mb) zu —14,8° ergibt[17]). Das heißt aber: Antizyklonale Kaltluft (Polarluft) ist wärmer als zyklonale Kaltluft. Dies deckt sich aber mit unserem Ergebnis, das allerdings auf ganz anderem Wege gefunden wurde.

Wir müssen nun noch die beiden restlichen Druckänderungsarten mit Abkühlung in der unteren Hälfte der Atmosphäre behandeln, also die Gruppen 5 und 9.

Gruppe 5, bei der im mittleren 500-mb-Niveau keine Druckänderung beobachtet wird, während am Boden Druckanstieg stattfindet, liegt zwischen den Gruppen 1 und 8. Bei dieser Gruppe (5) scheinen stärkere Massenverlagerungen in der Stratosphäre nicht vorzukommen, was man aus dem geringen Betrage der troposphärischen Abkühlung schließen kann.

Diese Folgerung wird nicht aus der Gültigkeit des auf Seite 31 aufgestellten Satzes gezogen, denn dieser Satz wurde ja auch mit Hilfe der Gruppe 5 aufgestellt, sondern aus folgendem: Bei den Fällen der Gruppe 5 findet man im Mittel nur eine relativ geringe Abkühlung der Schicht Boden bis 5,5 km. Würde in der Stratosphäre gleichzeitig eine größere Massenabnahme stattfinden, dann müßte diese durch eine ebenso große Massenzunahme (Temperaturabnahme) in der Schicht 5,5 km bis Stratosphärengrenze, also einer relativ kleinen Schicht, kompensiert werden. Dies anzunehmen, liegt aber keinerlei Veranlassung vor.

---

[16]) N. Fontell: Zur Frage der inneren Stabilität der Luftmassen verschiedenen Ursprungs. Mitteil. d. Met. Inst. d. Univ. Helsingfors; Nr. 22, 1932.

[17]) Zugrunde gelegt wurde in allen Fällen Tabelle 2 auf Seite 11 der zitierten Arbeit.

Im übrigen gilt für Gruppe 5 sonst genau dasselbe, was wir für Gruppe 1 gesagt haben.

Da Gruppe 9 hier nur 5 Fälle zugrunde liegen, soll auf eine Diskussion dieses sicher nicht zuverlässigen Mittelwertes verzichtet werden.

Wenn im vorhergehenden versucht wurde, den Unterschied in der Größe des Abkühlungsbetrages bei den einzelnen Druckänderungsarten durch den Einfluß der vertikalen Bewegungen — hervorgerufen durch das Bodendruckfeld — zu erklären, so soll damit nicht gesagt werden, daß dies die alleinige Ursache der verschiedenen Abkühlung ist. Gewiß ist dies sicher ein wirksamer Faktor, besonders dann, wenn diese Bewegungen länger auf die Luftmasse einwirken können, aber er ist wahrscheinlich nicht der allein maßgebende.

Es könnte ja auch die Temperaturänderung das maßgebende sein, also die Abkühlung das primäre und die Druckänderungen, besonders die Druckänderungen in der Höhe das sekundäre. An Hand des vorliegenden Materials kann aber eine beweiskräftige Schlußfolgerung nicht gezogen werden.

Es sind nun die Fälle zu erwähnen, bei denen in der unteren Hälfte der Atmosphäre E r w ä r m u n g stattfindet, also die Druckänderungsarten 6, 2, 3, 10 und 4.

Man kann sich bei der Diskussion dieser Gruppen kurz fassen, da im großen und ganzen analoge Betrachtungen wie bei den ‚Abkühlungsgruppen' anzustellen sind. Es soll deshalb nur auf einen Punkt kurz hingewiesen werden.

Bei den Fällen der Druckänderungsart 6 finden wir Druckfall am Boden. Machen wir nun wieder die Annahme, daß in einem Druckfallgebiet die Luft einströmt und aufsteigt, so wird sich hierdurch die Warmluft stärker abkühlen als es allein durch den Einfluß der Unterlage bedingt ist. Bei Druckänderungsart 2 (Druckanstieg am Boden) wird dagegen die Warmluft nicht so stark abgekühlt als im obigen Falle. Wir erhalten also auch hier wieder den Unterschied in der Größe der Erwärmung, wie ihn Tabelle 2 zeigt.

Bezüglich der Druckänderungsarten 11 bis 16, bei denen die Bodendruckänderungen allein durch Massenänderungen oberhalb des mittleren 500-mb-Niveaus bedingt sind, sei auf die kurzen Ausführungen auf Seite 30/31 verwiesen.

Endlich müssen noch die *Gruppen erwähnt werden, bei denen das Vorzeichen der Temperaturänderung unterhalb des 500-mb-Niveaus nicht einheitlich ist. Wie zu erwarten, ist bei diesen die Temperaturänderung kleiner als bei den Druckänderungsarten, die durchweg das gleiche Vorzeichen der Temperaturänderung aufweisen. Auch hier findet man, daß die mittlere Abkühlung bei der Gruppe 7* größer ist als diejenige bei Gruppe 1*; entsprechend ist die mittlere Erwärmung bei Gruppe 2* größer als bei Gruppe 6*. Im ganzen gesehen liegen bei den *Gruppen die gleichen Verhältnisse vor wie bei den Gruppen mit durchweg gleicher Temperaturänderung in der Schicht Boden — 500 mb. Dabei weisen aber die *Gruppen fast ausschließlich nur wenige Fälle auf.

Zum Abschluß dieses Abschnittes sei noch eine Tabelle gebracht, in der einzelne Druckänderungsarten nach verschiedenen Gesichtspunkten zusammengefaßt sind. So sind z. B. alle die Gruppen zusammengefaßt, bei denen der Bodendruck fällt, der Druck in der Höhe aber steigt (—dH, +dh), oder der Druck am Boden u n d in der Höle fällt (—dH, —dh) usw.; endlich sind z. B. die Fälle zusammengefaßt, bei denen der Bodendruck fällt, ohne Rücksicht darauf, was in der Höhe vor sich geht (—dH, dh).

Die Bezeichnungen sind dieselben wie in der Tabelle 2 auf Seite 30, nur ist für die Höhenänderung der 1000-mb-Fläche d H, für die der 500-mb-Fläche d h gesetzt. In der zweiten Spalte ist die Höhenänderung, nach der geordnet wurde, fett gesetzt. (Die Tabelle folgt auf der nächsten Seite.)

Wir wollen die Diskussion der Tabelle 3 hauptsächlich an die Werte der Zeilen 4, 8, 12, 16, 20 und 24 anknüpfen, also an jene Werte, die Zusammenfassungen für bestimmte Druckänderungen am Boden oder in der Höhe, ohne Rücksicht darauf, was in der Höhe bzw. am Boden vor sich geht, darstellen.

Die Werte der Zeilen 4 und 8 zeigen, daß keine wesentliche Änderung in der Größe der ‚reduzierten' Druckschwankung mit der Höhe auftritt, wenn man von bestimmten Druckänderungen am Boden ausgeht. Anders ausgedrückt: Man findet bei einer derartigen Mittelbildung keine nennenswerte Änderung der virtuellen Mitteltemperatur in der unteren Hälfte der Atmosphäre. Dies ist dasselbe Ergebnis, das

Tabelle 3.

Beträge der mittleren Höhenänderungen der 1000- und der 500-mb-Fläche bei bestimmten Vorzeichen der Höhenänderungen.

	Vorzeichen dH	Vorzeichen dh	Beträge dH	Beträge dh	DD	ΔT	Anzahl	Umfaßt Gruppe
1	—dH	+dh	—31	+42	+73	+3,6	42	3, 3*
2	—dH	—dh	—48	—87	—39	—2,0	95	6, 6*, 7, 7* 12, 14
3	—dH	dh=0	—23	— 0	+23	+1,2	14	10, 10*
4	—dH	dh	—41	—43	— 2	—0,1	151	
5	+dH	+dh	+48	+67	+19	+1,0	91	1, 1*, 2, 2*, 11, 13
6	+dH	—dh	+26	—52	—78	—3,9	37	8, 8*
7	+dH	dh=0	+36	+ 3	—33	—1,7	20	5, 5*
8	+dH	dh	+41	+29	—12	—0,6	148	
9	dH=0	+dh	+ 2	+48	+46	+2,3	8	4, 4*
10	dH=0	—dh	+ 2	—36	—38	—1,9	7	9, 9*
11	dH=0	dh=0	0	+ 6	+ 6	+0,3	5	15, 16
12	dH=0	dh	+ 1	+ 8	+ 7	+0,4	20	
13	+dH	—dh	+26	—52	—78	—3,9	37	8, 8*
14	—dH	—dh	—48	—87	—39	—2,0	95	6, 6*, 7, 7*, 12, 14
15	dH=0	—dh	+ 2	—36	—38	—1,9	7	9, 9*
16	dH	—dh	—26	—75	—49	—2,5	139	
17	+dH	+dh	+48	+67	+19	+1,0	91	1, 1*, 2, 2*, 11, 13
18	—dH	+dh	—31	+42	+73	+3,6	42	3, 3*
19	dH=0	+dh	+ 2	+48	+46	+2,3	8	4, 4*
20	dH	+dh	+22	+58	+36	+1,8	141	
21	+dH	dh=0	+36	+ 3	—33	—1,7	20	5, 5*
22	—dH	dh=0	—23	— 0	+23	+1,2	14	10, 10*
23	dh=0	dh=0	0	+ 6	+ 6	+0,3	5	15, 16
24	dH	dh=0	+10	+ 2	— 8	—0,4	39	

Schedler gefunden hat[18]). Schedler zieht daraus den Schluß, daß die unteren Schichten (Troposphäre) keinen Einfluß auf das Zustandekommen der Bodendruckschwankungen haben, sondern daß dafür im Mittel nur Vorgänge in der Stratosphäre und Substratosphäre von Bedeutung sind. Wie weit diese Schlußfolgerungen richtig sind, soll uns hier nicht weiter interessieren[19]). Dagegen sei auf das Zustandekommen dieses Mittelwertes hingewiesen. Wie wir aus Tabelle 3 sehen, setzt sich der Mittelwert der Zeile 4 (Bodendruckfall) aus den verschiedensten Fällen zusammen; einerseits sind dies Fälle, bei denen Erwärmung in den unteren Schichten auftritt (Gr. 3, 3*, 6, 6*, 10, 10*), andererseits solche, bei denen Abkühlung eintritt (Gr. 7 und 7*) und endlich auch einige, bei denen, dem Mittelwert entsprechend, keine Temperaturänderung in den untersten Schichten stattfindet (Gr. 12 und 14). Da die Fälle mit Erwärmung denen mit Abkühlung das Gleichgewicht halten (73 mal $+\Delta T$, 58 mal $-\Delta T$, 20 mal $\Delta T=0$; dabei ist die mittlere Abkühlung größer als die mittlere Erwärmung), zeigt sich, daß der Mittelwert der Zeile 4 zustande kommt aus Werten entgegengesetzter Temperaturänderung von nicht unbeträchtlichem Ausmaße. Genau so verhält es sich mit dem Mittelwert der Zeile 8 (Bodendruckanstieg), nur bleibt hier ein geringer Betrag negativer Temperaturänderung. (77 mal $-\Delta T$, 47 mal $+\Delta T$, 24 mal $\Delta T=0$). Mit diesen Tatsachen steht auch der geringe Korrelationskoeffizient in Verbindung, den Dines zwischen den Bodendruckänderungen und den Änderungen der Mitteltemperatur der untersten 9-km-Schicht fand[20]). Er beträgt $+0{,}47$.

Anders verhält es sich, wenn man von Druckänderungen in der Höhe ausgeht (Zeile 16 und 20 der Tabelle 3). Man findet dann bei Druckfall in der Höhe

[18]) Siehe Anm. auf S. 28. Die Schedlerschen Werte sind u. a. auch abgedruckt in: Defant: Wetter und Wettervorhersage; 2. Aufl.; 1926, S. 166.

[19]) Haurwitz bringt auf S. 268 ff. seiner Abhandlung: ‚Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturänderungen', Veröff. d. Geophys. Inst. d. Univ. Leipzig; Bd. 3, Heft 5, 1927, eine zusammenfassende Behandlung des ‚Für und Wider' der Schedlerschen Schlußfolgerung.

[20]) W. H. Dines: Total and partial Correlation Coefficients between sundry variables of the upper air; Geophys. Memoirs, Nr. 2, 1912, London. S. a. Exner: Dynamische Meteorologie, 2. Aufl., 1925, S. 303.

Temperaturabnahme in der Schicht 1000—500 mb und entsprechend bei Druckanstieg in der Höhe Erwärmung darunter. Diese Beziehung ist auch anzahlmäßig gut ausgesprochen. Bei Druckfall findet man 102 mal Temperaturerniedrigung, 17 mal Temperaturanstieg und in 20 Fällen tritt keine Temperaturänderung auf; bei Druckanstieg steigt die Temperatur der darunter liegenden Luftschicht in 97 Fällen an, 20 mal erniedrigt sie sich und in 24 Fällen ist keine wesentliche Temperaturänderung zu verzeichnen. Es herrscht also die Beziehung, für die Dines (a.a.O.) einen Korrelationskoeffizienten von +0,95 aufstellen konnte; allerdings scheint es, als wenn nach unserem Material der Korrelationskoeffizient nicht so groß werden wird, was aber damit zusammenhängen dürfte, daß Dines die Druckschwankungen in 9 km Höhe, wir aber diejenigen in 5,5 km Höhe zugrunde legen.

Auf jeden Fall finden auch wir bei unserem Material unter hohem Druck in der Höhe hohe Temperatur, unter tiefem Druck tiefe Temperatur; hier nicht nur ein Rechenergebnis, sondern die dem Mittelwert entsprechenden Einzelfälle sind auch die weitaus häufigsten.

Betreffs Erklärung dieser Tatsachen sei auf F. M. Exner: Dynamische Meteorologie, 2. Aufl., Wien, 1925, S. 303 ff., verwiesen.

Berechnet man die absolute Höhenänderung der 1000-mb-Fläche von einem Tage zum anderen, d. h. also die mittlere Höhenänderung ohne Rücksicht auf das Vorzeichen, so erhält man 40,8 gdm. Dies entspricht einer Bodendruckänderung von etwa 5 mb.[21]). H. Bahr gibt in seiner Arbeit: ‚Die interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes'[22]) für die interdiurne Veränderlichkeit des Druckes in Soesterberg den Wert von 3,8 mm Hg (= 5,1 mb) an, also einen Wert, mit dem unserer gut übereinstimmt.

Als absolute Höhenänderung der 500-mb-Fläche ergibt sich 66,7 gdm, was einer Druckänderung von etwa 5 mb in 5,5 km Höhe entspricht. Wir erhalten also das Schedlersche Ergebnis, daß sich die Druckveränderlichkeit mit der Höhe nur unwesentlich ändert.

---

[21]) Die Umrechnung in Druckänderungen erfolgte gemäß Gleichung (3) auf S. 6. Vgl. die Tabelle auf S. 29.

[22]) Berliner Dissertation; Potsdam 1910. Der angegebene Wert ist einer Karte entnommen.

Zweiter Teil.

Druckänderungen und Wetter.

Es sollen zunächst einige allgemeine Bemerkungen vorausgeschickt werden.

Wenn im folgenden nach Beziehungen zwischen Druckänderungen am Boden oder in der Höhe und gleichzeitigen Änderungen der Bewölkung, der relativen Feuchtigkeit und der Niederschlagsverhältnisse gesucht wird, so muß man sich vor Augen halten, daß es sich hier um Änderungen der einzelnen Elemente von einem Tage zum anderen handelt. Während dieser annähernd 24 Stunden wird nun häufig die Änderung dieser Elemente nicht linear vor sich gehen, sondern es werden sich auch solche Fälle finden, bei denen während dieser Zeit anfangs eine Abnahme, später eine Zunahme stattfindet und umgekehrt; und es werden auch, was sich besonders unangenehm bemerkbar macht, sprunghafte Änderungen vorkommen. (Frontdurchgang!) Auf Seite 15 ist der Einfluß eines solchen Frontdurchganges auf die Beziehung zwischen Druck- und Temperaturänderung behandelt worden; das gleiche gilt natürlich auch bei den Beziehungen zwischen Druck und einem anderen meteorologischen Element. Will man dennoch, statistisch, nach solchen Beziehungen suchen, so wird es nötig sein, eine möglichst große Anzahl von Beobachtungen zu verwenden. Aus dem Verhältnis der Anzahl der dem Mittelwert entsprechenden Änderungen zur der diesem entgegengesetzten Änderungen wird sich ergeben, wie ‚zuverlässig' der Mittelwert ist; es wird also notwendig sein, außer dem Mittelwert auch die Anzahl der einzelnen ‚Komponenten' zu betrachten.

Beziehungen zwischen Luftdruckänderungen und Bewölkungsänderungen.

Bewölkungsänderung ist die Differenz der nach der 11-teiligen Skala (0 = wolkenlos; 10 = ganz bedeckt) geschätzten Bewölkungsmenge. Es wurden dabei durchweg die 8-Uhr-Be-

obachtungen verwendet; also auch dann, wenn ein Aufstieg oder sogar beide nicht um diese Zeit herum stattfanden. Da von Soesterberg keine Bewölkungsschätzungen vorlagen, wurden diejenigen von De Bilt herangezogen[1]). De Bilt liegt ca. 8 km südwestlich von Soesterberg. Da es sich um eine relativ geringe Entfernung handelt, dürfte ein wesentlicher Unterschied dadurch nicht auftreten.

Etwas größer dürfte der Fehler sein, der dadurch entsteht, daß durchweg die 8-Uhr-Beobachtung zugrunde gelegt wird. Für De Bilt beträgt die mittlere Bewölkung (berechnet aus den einzelnen Jahresmitteln 1926—1930):

8 h	14 h
7,04	6,96

Der Unterschied zwischen dem 8-Uhr- und dem 14-Uhr-Termin ist ziemlich gering. Berücksichtigt man noch, daß die Nebelhäufigkeit um 8 Uhr größer ist als um 14 Uhr, so dürfte danach im Mittel ein nennenswerter Fehler durch die alleinige Verwendung der 8-Uhr-Beobachtungen nicht eintreten, wenn man die Tage mit Nebel nicht berücksichtigt. Diese Tage wurden aber auch aus anderen Gründen von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen; dabei war es gleichgültig, ob nur am ersten oder nur am zweiten Tage in De Bilt Nebel notiert wurde. Da Flugzeugaufstiege bei Nebel nicht stattfinden — wenigstens nicht zur damaligen Zeit —, sind natürlich einige Fälle fortgelassen worden, die noch verwendet werden könnten. (Der Aufstieg hat erst nach Nebelauflösung stattgefunden!) Im ganzen schieden so 53 Fälle aus, die hauptsächlich auf die Wintermonate entfallen.

Die Ergebnisse bringt die Tabelle 4. In dieser Tabelle haben die einzelnen Spalten folgende Bedeutung: Gr. = Druckänderungsart; ΔB = mittlere Bewölkungsänderung; N = Anzahl aller verwendeten Fälle der betreffenden Druckänderungsart; N+ = Anzahl der Fälle mit Bewölkungszunahmen; N— = Anzahl der Bewölkungsabnahmen. Endlich wird in der Spalte B die mittlere Bewölkung am zweiten Tage gebracht. Die Bewölkung sowie deren Änderung ist angegeben in Zehntel des gesamten Himmels.

---

[1]) Jaarboek. (Kon. Nederl. Met. Inst.) Teil A: Meteorologie. 28.—32. Jahrgang; 1926—1930.

Tabelle 4.

Bewölkungsänderung und Bewölkung (am 2. Tage) bei den einzelnen Druckänderungsarten. (1926—1930)

Gr.	ΔB	N	N+	N—	B	Gr.	ΔB	N	N+	N—	B
1	—2,0	42	11	26	6,2	6	+1,9	46	28	9	6,8
1*	—2,1	17	5	10	5,7	6*	+0,7	14	5	5	5,9
2	—0,3	111	40	51	6,1	7	+0,6	129	56	43	7,1
2*	+0,1	30	14	12	5,4	7*	—0,2	33	10	13	7,3
3	+0,6	98	45	37	6,0	8	—0,7	85	28	47	6,3
3*	—0,7	3	1	2	3,0	8*	+8,0	1	1	0	8,0
4	0,0	19	10	6	5,6	9	—2,4	17	3	12	5,8
4*	—4,0	3	0	2	6,0	9*	+2,0	1	1	0	4,0
5	—2,0	35	8	21	5,1	10	+0,5	40	17	18	5,8
5*	—0,4	8	4	3	6,5	10*	+1,6	11	4	4	5,6
11	—1,4	43	12	20	6,0						
12	+1,5	23	13	6	6,8						
13	+0,3	19	8	8	6,3						
14	+2,0	20	13	6	7,2						
15	+1,0	8	5	2	8,1						
16	—1,5	6	1	3	4,5						

Mittel aller Fälle:
ΔB: —0,05
N: 862
N+: 343
N—: 366
B: 6,28

Die Differenz: N — (N+ + N—) ergibt die Anzahl der Fälle ohne Bewölkungsänderung.

Aus der Tabelle 4 sieht man zunächst, daß bei fast jeder Druckänderungsart die mittlere Bewölkungsänderung sehr gering ist; die einzelnen Komponenten — also die mittleren Bewölkungszunahmen und Bewölkungsabnahmen — weisen dagegen größere Beträge auf. (Diese Werte sind in der Tabelle nicht veröffentlicht.)

Trotzdem läßt sich aber eine ausgesprochene Beziehung zwischen den Bodendruckänderungen und den gleichzeitigen Bewölkungsänderungen feststellen. Und zwar tritt bei Druckfall am Boden Bewölkungszunahme ein, bei Bodendruckanstieg Aufheiterung. (Bodendruckfall: Gr. 3: +0,6; Gr. 6: +1,9; Gr. 7: +0,6; Gr. 10: +0,5; Gr. 12: +1,5; Gr. 14: +2,0. Bodendruckanstieg: Gr. 1: —2,0; Gr. 2: —0,3; Gr. 5: —2,0; Gr. 8: —0,7; Gr. 11: —1,4; Gr. 13: +0,3.)[2]) Nur Gruppe 13 fügt sich nicht in diese Regel;

[2]) Die *Gruppen sind dabei nicht berücksichtigt worden, da bei ihnen diese Beziehung vielfach nicht zu erkennen ist.

Diese Gruppe umfaßt allerdings nur 19 Fälle, von denen 8 Bewölkungszunahme (+ΔB: 5,0) und ebenfalls 8 Bewölkungsabnahme (—ΔB: 4,2) aufweisen.

Nimmt man die Bewölkungsänderung als ein Index für vertikale Luftbewegungen an (aufsteigende Luftbewegung = Bewölkungszunahme: absteigende Luftbewegung = Bewölkungsabnahme[3]), so wird damit der von uns auf Seite 33 benutzte Satz, daß in einem Druckfallgebiet aufsteigende Luftbewegung, in einem Drucksteiggebiet absteigende Bewegung herrscht, bestätigt. Daß dieser Satz nur im Mittel gilt, zeigt sich aber daran, daß auch häufig bei Druckfall Bewölkungsabnahme, bei Druckanstieg am Boden Bewölkungszunahme eintritt.

Auf diese oft gegensätzliche Beziehung zwischen Druckänderung und Bewölkungsänderung weist auch schon R. Mügge hin[4]). Bei dem von ihm aufgestellten ‚polaren Wettertyp' nimmt bei Bodendruckfall die Bewölkung zu, bei Bodendruckanstieg ab; umgekehrt nimmt bei dem ‚subtropischen Wettertyp' die Bewölkung bei Druckfall am Boden ab, bei Druckanstieg dagegen zu. (Dabei betrachtet Mügge allerdings die momentanen Druckänderungen, während wir es ja hier mit annähernd 24-stündigen Druckänderungen zu tun haben. Dadurch werden hier die Verhältnisse noch komplizierter, denn in vielen Fällen wird die Druckänderung nicht gleichsinnig den ganzen Zeitraum über anhalten. (Vgl. S. 15 u. S. 41.) Nun ist aber der ‚polare Wettertyp' in unseren Breiten vorherrschend (a.a.O. S. 2) und wir werden deshalb im Mittel den oben gefundenen Zusammenhang antreffen, nämlich Bewölkungszunahme bei Bodendruckfall, und Bewölkungsabnahme bei Druckanstieg.

Da sich im Mittel eine eindeutige Beziehung zwischen den Bodendruckänderungen und den Bewölkungsänderungen ergibt, folgt, daß sich eine solche zwischen den Druckänderungen

---

[3]) Diese Annahme dürfte nur im Mittel zutreffen. Denken wir einmal an winterliches Hochdruckwetter! In der Höhe finden wir, durch Abnahme der relativen Feuchtigkeit und Erwärmung fast eindeutig angezeigt, absinkende Luftbewegung, und dennoch wird oft ganz bedeckter Himmel beobachtet; es handelt sich um eine Hochnebeldecke, die sich durch Ausstrahlung gebildet hat; die vertikale Luftbewegung spielt dabei nur eine sehr geringe Rolle.

[4]) R. Mügge: Synoptische Betrachtungen; Met. Z., Bd. 48, 1931, S. 1.

in der Höhe und den Bewölkungsänderungen nicht findet, wenigstens soweit es das Vorzeichen der Änderungen betrifft. Dagegen läßt sich, schwach angedeutet, eine Beziehung zwischen den stratosphärischen Vorgängen und der mittleren Größe der Bewölkungsänderungen feststellen.

Aus Tabelle 4 können wir erkennen, daß es bezüglich der Größe der Bewölkungsänderungen zwei Gruppen gibt, erstens eine solche, bei der die mittlere Bewölkungsänderung etwa $^2/_{10}$ beträgt, und zweitens eine solche, bei der diese unter $^1/_{10}$ bleibt.

Die folgende Zusammenstellung läßt diese beiden Gruppen deutlich erkennen, wenn auch einige Ausnahmen vorhanden sind.

Gr.	ΔB	N	Gr.	ΔB	N
1	—2,0	42	6	+1,9	46
5	—2,0	35	10	(+0,5)	40
8	—0,7	85	3	+0,6	98
9	(—2,4)	17	4	0,0	19
7	+0,6	129	2	—0,3	111

Links stehen die Gruppen mit Abkühlung, rechts die mit Erwärmung.

Ein Vergleich mit der Tabelle auf Seite 31 zeigt, daß, mit Ausnahme der Druckänderungsarten 9 und 4, diejenigen Gruppen, die eine kleine Temperaturänderung in den untersten 5,5 km aufweisen, von einer großen Bewölkungsänderung, und diejenigen, die eine große Temperaturänderung aufweisen, von einer kleinen Bewölkungsänderung begleitet sind.

Unter Zuhilfenahme der gleichzeitig stattfindenden Massenänderung in der Stratosphäre kann man dies auch, wie folgt, ausdrücken[5]):

Finden in der Stratosphäre und in der Troposphäre ungleichsinnige, größere Massenänderungen statt, so sind diese im Mittel von einer nur geringen Bewölkungsänderung begleitet; findet dagegen nur in der Troposphäre oder nur in der Stratosphäre eine größere Massenänderung statt, so läßt sich im Mittel eine größere Bewölkungsänderung feststellen.

[5]) Es sind dabei auch die Bewölkungsänderungen bei Gruppe 11 bis 14 berücksichtigt worden.

Für die absolute mittlere Bewölkungsänderung, also für die, die man erhält, wenn man das Mittel bildet ohne Rücksicht auf das Vorzeichen der Änderung, gilt dieser Satz jedoch nicht!

Vielleicht hängt diese, im obigen Satz wiedergegebene Kopplung damit zusammen, daß bei geringen Temperaturänderungen in der Troposphäre kein Luftmassenwechsel eintritt und daß deshalb die Bewölkungsänderung mehr auf die vertikalen Luftbewegungen, bedingt durch das Druckänderungsfeld, ‚anspricht'. Betrachtet man nur die stärker vertretenen Druckänderungsarten (Gr. 1, 6, 2, 7, 3, 8, 5 und 10), so findet man außerdem, daß, mit Ausnahme von Gruppe 5, relativ starke Bodendruckschwankungen von relativ großen Bewölkungsänderungen begleitet sind.

Alles bisher erwähnte ist unter Nichtberücksichtigung der *Gruppen aufgestellt worden. Die Druckänderungsarten 1*, 5*, 6* und 10* zeigen dasselbe Vorzeichen der mittleren Bewölkungsänderungen wie die Hauptgruppen (1, 5, 6 und 10); die Gruppen 2*, 3*, 4*, 7*, 8* und 9* zeigen eine mittlere Bewölkungsänderung mit entgegengesetztem Vorzeichen wie die Hauptgruppen. Nun sind die ersten Gruppen (1*, 5*, 6* und 10*) solche, bei denen in der Stratosphäre wahrscheinlich keine größeren Massenverlagerungen vorkommen, bei den anderen Druckänderungsarten dagegen findet man sicher auch in der Stratosphäre im Mittel größere Massenänderungen. Trotzdem diese Beziehung einheitlich auftritt, muß man aber berücksichtigen, daß fast alle *Gruppen nur sehr wenige Vertreter aufweisen, sodaß eine Vermehrung des Materials andere Verhältnisse ergeben könnte.

Während die mittlere Bewölkungsänderung in Beziehung steht zu den Bodendruckänderungen, ergibt sich bezüglich der mittleren Bewölkung ein Zusammenhang mit den Druckänderungen in der Höhe. Diese ist derart, daß bei den Fällen mit Druckanstieg in der Höhe am zweiten Tage eine geringere mittlere Bewölkung herrscht als bei den Fällen mit Druckfall in der Höhe! (Gr. 1: 6,2 — Gr. 6: 6,8; Gr. 2: 6,1 — Gr. 7: 7,1; Gr. 3: 6,0 — Gr. 8: 6,3; Gr. 4: 5,6 — Gr. 9: 5,8; Gr. 11: 6,0 — Gr. 12: 6,8; Gr. 13: 6,3 — Gr. 14: 7,2.)

Eine weitere Untersuchung betraf:

Änderung der relativen Feuchtigkeit und Druckänderungsart.

Zugrunde gelegt wurden die Feuchtigkeitsänderungen am Boden und in 4 km Höhe.

Dabei ergab sich für die mittlere Änderung der relativen Feuchte am Boden keine systematische Beziehung zu den einzelnen Druckänderungsarten.

Für die Änderung der relativen Feuchte in 4 km Höhe ergab sich, daß, mit Ausnahme der Gruppen 12 und 13, bei den Druckänderungsarten, die Bodendruckanstieg aufweisen, die Feuchte in der Höhe abnimmt (absteigende Luftbewegung) und bei den Druckänderungsarten, die Druckfall am Boden zeigen, Feuchtezunahme eintritt (aufsteigende Luftbewegung). Ein Vergleich mit Tabelle 4 auf Seite 43 ergibt, daß die Druckänderungsarten, bei denen man Bewölkungszunahme findet, auch Feuchtezunahme in der Höhe aufweisen und entsprechend die Gruppen mit Bewölkungsabnahme Feuchteabnahme.

Auf eine Wiedergabe der Beträge der Änderungen der relativen Feuchtigkeit in 4 km Höhe bei den einzelnen Druckänderungsarten soll hier verzichtet werden, da eine solche Tabelle qualitativ nur eine Wiederholung der Tabelle 4 wäre. Nur als Beispiel sollen die Feuchteverhältnisse bei den stärker vertretenen Gruppen 1, 6, 2, 7, 3 und 8 wiedergegeben werden. (Siehe folgende Seite.) Es bedeutet dabei: $+\Delta F$ = mittlere Feuchtezunahme, $N+$ = Anzahl derselben; $-\Delta F$ und $N-$ = mittlerer Betrag und Anzahl der Feuchteabnahmen; ΔF = mittlere Feuchteänderung; F = mittlere relative Feuchtigkeit; N = Anzahl aller Fälle.

Diese Beispiele lassen erkennen, daß auch hier die einzelnen Komponenten ($+\Delta F$ und $-\Delta F$) sehr große Werte erreichen, während die mittlere Feuchteänderung (ΔF) bedeutend geringer ist.

Im übrigen ergeben sich, wie schon oben erwähnt, dieselben Verhältnisse wie bei den Bewölkungsänderungen, so daß sich eine nähere Diskussion erübrigen dürfte.

Nur ein Unterschied besteht zwischen beiden; jedoch nicht bei den Änderungen, sondern bei den mittleren Beträgen. Auf Seite 46 sahen wir, daß eine Beziehung zwischen

Tabelle 5.

Rel. Feuchte (%) in 4 km Höhe (am zweiten Tage) und deren Änderung bei den Druckänderungsarten 1, 6, 2, 7, 3 und 8.

Gr.	$+\Delta F$	N+	$-\Delta F$	N−	ΔF	F	N
1	21,6	17	31,9	28	—11,7	44,6	45
6	22,5	28	23,1	19	+ 4,1	46,9	47
2	27,3	45	25,2	62	— 3,0	41,2	112
7	27,6	67	26,4	62	+ 1,6	47,1	132
3	29,6	61	25,9	40	+ 7,6	44,1	101
8	26,4	37	30,4	48	— 5,6	40,6	87

den Druckänderungen in der Höhe und der Größe der mittleren Bewölkung bestand. Diese läßt sich bezüglich der Größe der mittleren relativen Feuchtigkeit nicht feststellen, sondern hier besteht, mit Ausnahme der Druckänderungsarten 11 und 12, der Zusammenhang, daß bei Bodendruckfall die mittlere relative Feuchtigkeit in 4 km Höhe am zweiten Tage größer ist als bei den Gruppen mit Bodendruckanstieg.

Beziehungen zwischen den verschiedenen Luftdruckänderungsarten und dem Niederschlag.

Die Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse bei bestimmten Druckänderungen erfolgte aus zweierlei Gründen: Erstens hat der Niederschlag für die praktische Meteorologie (Wettervorhersage) eine größere Bedeutung, so daß es sich lohnt zu untersuchen, ob eine brauchbare Beziehung zwischen Druckänderungen und Niederschlägen besteht; zweitens kann man, wie u. a. Defant angibt, die Niederschläge, in Annäherung, zur Bestimmung vertikaler Luftbewegungen verwenden[6]).

Da von Soesterberg keine Niederschlagsbeobachtungen vorliegen, wurden, wie bei der Bewölkung, die Messungen

[6]) A. Defant: Über die Beziehung des Niederschlages zu den Temperatur- und Luftdruckverhältnissen in der Atmosphäre. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm.; Bd. 4, 1912, S. 129.

von De Bilt verwendet. Dabei wurden durchweg die Beobachtungen von 8 Uhr genommen, die den während der letzten 24 Stunden gefallenen Niederschlag angeben. Eine Rücksicht auf den Aufstiegstermin wurde also nicht genommen.

Bevor die Ergebnisse gebracht werden, sei etwas über die Methodik der Verarbeitung der Niederschlagsbeobachtungen gesagt.

Niederschlagssummen kann man bei einer derartigen Untersuchung, wie sie hier vorliegt, nicht verwenden. Man muß deshalb nach anderen Maßen zur Charakterisierung der Niederschlagsverhältnisse suchen. Dabei kann zunächst einmal ganz von der Menge des Niederschlages abgesehen werden und nur mit der Niederschlagshäufigkeit operiert werden. Man kann sich dazu der ‚Niederschlagswahrscheinlichkeit' bedienen. Unter diesem Begriff verstehen wir hier: Anzahl der Niederschlagstage (mehr als 0,1 mm) dividiert durch die Anzahl aller Beobachtungstage. Finden wir also bei 100 Beobachtungstagen 27 Tage mit Niederschlag, so ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit 27 : 100 = 0,27.

Verwendet man die Niederschlagsmenge, so kann man erstens die ‚mittlere Niederschlagsmenge pro Beobachtungstag' berechnen. Dieser Ausdruck hat aber nur einen rein rechnerischen Wert; wir werden ihn deshalb auch nicht verwenden.

Wichtiger ist die ‚mittlere Niederschlagsdichte'; sie wird gebildet durch den Quotienten aus Niederschlagssumme und Anzahl der Niederschlagstage. Diese Niederschlagsdichte gibt also gewissermaßen ein rohes Maß für die Stärke der Niederschläge.

Gibt man außer diesen zwei Werten (Niederschlagswahrscheinlichkeit und Niederschlagsdichte) noch die Anzahl aller Tage sowie die Anzahl der Tage mit und ohne Niederschlag an, so dürften damit die Niederschlagsverhältnisse ausreichend gekennzeichnet sein.

Tabelle 6 bringt die Ergebnisse. In ihr bedeutet: NW = Niederschlagswahrscheinlichkeit; ND = Niederschlagsdichte; ● = Niederschlag.

Eine Durchsicht der Tabelle 6 ergibt, daß man keine einheitlichen Beziehungen zwischen den Niederschlagsverhältnissen und den Druckänderungen am Boden oder in der Höhe

Tabelle 6.

Niederschlagsverhältnisse bei den einzelnen Druckänderungsarten. (1926—1930)

Gr.	Anzahl d. Tage alle	mit ●	ohne ●	NW	ND	Gr.	Anzahl d. Tage alle	mit ●	ohne ●	NW	ND
1	45	38	7	0,84	4,98	6	47	23	24	0,49	3,77
1*	18	13	5	0,72	1,82	6*	16	7	9	0,44	1,83
2	113	54	59	0,48	1,92	7	134	92	42	0,69	3,99
2*	33	18	15	0,55	1,87	7*	36	18	18	0,50	4,11
3	105	39	66	0,37	2,86	8	89	60	29	0,67	3,42
3*	5	1	4	0,2	1,6	8*	1	—	1	0	—
4	20	9	11	0,45	1,14	9	19	10	9	0,53	4,66
4*	3	3	—	1,0	2,6	9*	2	2	—	1,0	4,3
5	36	14	22	0,39	2,66	10	42	10	32	0,24	1,70
5*	8	2	6	0,2	1,9	10*	13	4	9	0,31	2,85
11	45	23	22	0,51	2,45	12	27	12	15	0,44	4,48
13	21	5	16	0,24	1,86	14	23	10	13	0,43	2,51
15	8	3	5	0,4	0,3	16	6	2	4	0,3	1,0

De Bilt: Gesamtniederschlagsmenge 1926—1930: 3 937,7 mm,
Durch vorliegendes Material erfaßte Niederschlagsmenge: . . . . . 1 500,8 mm,
das sind: 34,1%.

findet, trotzdem die Werte der Niederschlagswahrscheinlichkeit und der Niederschlagsdichte ziemlich stark variieren.

Es besteht dagegen eine andere Beziehung, die sogar relativ gut ausgeprägt ist. Es ist eine Beziehung zwischen den Niederschlagsverhältnissen und den Temperaturänderungen in den untersten 5,5 km. Um dies genauer zu erkennen, stellen wir folgende kleine Tabelle auf, in der auf der linken Seite die Druckänderungsarten mit Erwärmung, auf der rechten Seite diejenigen mit Abkühlung in der unteren Hälfte der Atmosphäre stehen.

Tabelle 7.

Beziehungen zwischen den Temperaturänderungen und den Niederschlagsverhältnissen.

+ΔT (1000—500 mb)			−ΔT (1000—500 mb)		
Gr.	NW	ND	Gr.	NW	ND
2	0,48	1,92	7	0,69	3,99
3	0,37	2,86	8	0,67	3,42
4	0,45	1,14	9	0,53	4,66
6	0,49	3,77	1	0,84	4,98
10	0,24	1,70	5	0,39	2,66

In dieser Tabelle sind die *Gruppen nicht berücksichtigt.

Aus dieser kleinen Tabelle erkennt man deutlich den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Temperaturänderung. (Nur Druckänderungsart 5 nimmt eine Sonderstellung ein.) Bei Erwärmung ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit wie auch die Niederschlagsdichte durchweg geringer als bei den Fällen mit Abkühlung. Dies ist ein eindeutiges Ergebnis.

Defant fand in seiner oben zitierten Arbeit, daß aus Warmluftsäulen, die ‚in Kaltluft eingebettet sind', mehr Regen fällt als aus Kaltluftmassen; daraus schloß er, daß in Warmluftsäulen aufsteigende Luftbewegung herrscht, in Kaltluft dagegen absinkende. Dieses Ergebnis von Defant steht scheinbar in Widerspruch mit unseren Ergebnissen. Aber dieser ‚Widerspruch' läßt sich leicht aufklären.

Defant fand in seiner Untersuchung, daß in Warmluftsäulen das Regenmaximum auf den Tag des Temperaturmaximums fiel, manchmal auch einen Tag später, also dann, wenn schon wieder Abkühlung eingesetzt hat. Das Regenminimum fiel durchweg auf den ersten Vortag (d. h. einen Tag, bevor das Temperaturmaximum eintritt), also dann, wenn Erwärmung stattfindet. Entsprechend fiel in Kaltluftsäulen das Regenminimum auf den Tag des Temperaturminimums oder einen Tag später, als also die Temperatur schon wieder anstieg. Das Regenmaximum fiel auf den ersten Vortag, also zur Zeit des Temperaturfalles. Defant zog aus diesen Ergebnissen den Schluß, daß unter warmen Luftsäulen mehr Regen fällt als unter Kaltluftsäulen. Dies bildet aber keinen Widerspruch zu unseren Ergebnissen. Berechnet man aus den Defantschen Werten die Regenmengen bei warmen Luftsäulen zur Zeit der Erwärmung (3.—1. Vortag), so erhält man 1277 mm Niederschlag, während zur Zeit des Temperaturfalles (1.—3. Nachtag) 1725 mm fielen. Ebenso verhält es sich mit der Niederschlagshäufigkeit. Zur Zeit der Erwämung regnete es an 326 Ta-

der Kaltluft und hat auf die allgemeine Schrumpfungstendenz der Kaltluft sicher keinen größeren Einfluß. Analoge Betrachtungen ergeben, daß man auf aufsteigende Luft innerhalb der Warmluft trotz der geringen Niederschläge schließen kann. Da es wegen der im allgemeinen stabileren Schichtung in der Warmluft nicht zu so starken und lokalisierten aufsteigenden ‚Luftfäden' kommt wie in der Kaltluft, findet man auch nicht die mächtigen Wolken, aus denen in der Kaltluft Schauerregen herabfallen, sondern man findet stratusartige Wolken, in denen meist nicht soviel Wasserdampf kondensiert ist wie in den Konvektionswolken.

Ein Widerspruch zwischen unseren Ergebnissen bezüglich des Zusammenhanges zwischen Druckänderungen und Niederschlagsverhältnisse einerseits und des Zusammenhanges zwischen Druckänderungen und Änderungen der Bewölkung bzw. der relativen Feuchtigkeit andererseits, besteht also nicht. Dieser Unterschied ist eben wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß wir es im ersteren Falle (Niederschlagsverhältnisse) mit vertikalen Luftbewegungen zu tun haben, die thermisch bedingt sind, während es sich bei den anderen Fällen um solche vertikale Luftbewegungen handelt, die durch das Druckfeld erzeugt sind. Mit anderen Worten: Es ist zu unterscheiden zwischen thermisch bedingten und dynamisch bedingten vertikalen Luftbewegungen. Die ersteren wirken, da sie heftiger und stärker auftreten, auf die Niederschlagsverhältnisse, während sich die schwächer auftretenden dynamisch bedingten auf die Bewölkungs- und Feuchtigkeitsverhältnisse auswirken.

So dürfte es sich auch erklären, daß ein Zusammenhang zwischen den Druckänderungen am Boden und in der Höhe und den Niederschlagsverhältnissen nicht besteht. Es wird deshalb auch müßig sein, die Niederschlagsverhältnisse bei den Druckänderungsarten 11 bis 16 erklären zu wollen, da es dazu nötig wäre, genaueres über die vertikale Temperaturverteilung bei diesen Druckänderungsarten zu wissen.

Luftdruckänderungsarten und Druckgebilde.

In diesem letzten Abschnitt sei eine Aufstellung gebracht, die zeigen soll, innerhalb welcher Druckgebilde (Hochdruckgebiet, Tiefdruckgebiet usw.) Soesterberg am zweiten Tage

lag. Mit Hilfe einer solchen Aufstellung kann man vielleicht erkennen, ob z. B. eine Druckänderungsart mit Druckanstieg am Boden öfter ‚Tiefdruck-abbauend' oder öfter ‚Hochdruck-aufbauend' wirkt.

Es wurde zwischen folgenden acht Isobarenformen unterschieden:

T = Tief,	H = Hoch,
Ta = Tiefausläufer,	Ha = Hochausläufer,
t = Teiltief,	h = Teilhoch,
Tr = Tiefdruckrinne,	Hr = Hochdruckbrücke.

Dabei ist unter ‚Teiltief' ein solches Druckgebilde verstanden, um das die Winde vollständig zyklonal herumströmen, während dies bei einem Tiefausläufer nicht der Fall ist. Entsprechendes gilt für das ‚Teilhoch'.

In einigen Fällen war es schwierig, die Bestimmung durchzuführen; es wurde dann nach folgender Regel verfahren:

Der Beobachtungsort gehört zum Tiefdruckgebiet, wenn in seiner Nähe die Isobaren zyklonal, zum Hochdruckgebiet, wenn in seiner Nähe die Isobaren antizyklonal gekrümmt sind; eventuell waren dabei auch die Windrichtungen maßgebend.

Die Bestimmung wurde nun folgendermaßen vorgenommen: Zunächst wurde festgesellt, ob der ‚Endaufstieg' (Aufstieg am zweiten Tage) vor 12 Uhr oder danach stattfand. Im ersten Fall wurde dann die Wetterkarte von 8 Uhr, im zweiten Falle die von 14 Uhr zur Bestimmung benutzt. Verwendet wurden die ‚Wetterberichte der Deutschen Seewarte'.

In der Tabelle 8 sind die Ergebnisse niedergelegt. (Die *Gruppen sind dabei fortgelassen.)

Dabei bedeutet in dieser Tabelle:

Gr. = Druckänderungsart;
N = Anzahl der zur Verfügung stehenden Fälle;
1. = das häufigste Druckgebilde, in dessen Bereich sich Soesterberg am zweiten Tage befand, in ( ) Anzahl der Fälle;
2. = das zweithäufigste Druckgebilde;
3. = das dritthäufigste Druckgebilde;
1—3% = Summe der Anzahl der häufigsten bis dritthäufigsten Fälle, ausgedrückt in Prozenten aller Fälle dieser Druckänderungsart;

1% = Anzahl des häufigsten Falles, ausgedrückt in Prozenten aller Fälle dieser Gruppe;
H% = Anzahl der Fälle (ausgedrückt in Prozenten der Gesamtzahl der betreffenden Gruppe), in denen Soesterberg am zweiten Tage im Gebiet hohen Druckes lag (H, Ha, h und Hr);
T% = Anzahl der Fälle, in denen es im Bereich tiefen Druckes lag (T, Ta, t und Tr).

Tabelle 8.

Druckänderungsarten und Druckgebilde.

Gr.	N	1.	2.	3.	1—3 %	1. %	H %	T %
1	45	H (11)	Ha (11)	T (7)	64	24	58	42
2	113	H (55)	T (19)	Ha (15)	79	49	68	32
3	105	Ta (29)	H (23)	Ha (16)	65	28	38	62
4	20	H (9)	T (4)			45	60	40
5	36	Ha (12)	H (8)	T (4)	67	33	70	30
6	47	Ta (15)	T (12)	H (9)	77	32	19	81
7	134	Ta (43)	T (41)	t (15)	74	32	19	81
8	89	Ha (31)	T (16)	Ta (13)	67	35	51	49
9	19	T (5)				26	32	68
10	42	T (13)	Ta (8)	H (8)	69	31	43	57
11	45	H (14)	Ha (8)	T (8)	67	31	53	47
12	27	Ta (11)	T (4)	Ha (4)	70	41	26	74
13	21	Ha (8)	H (5)	T (3)	76	38	76	24
14	23	Ta (6)	T (5)	Ha (5)	70	26	39	61
15	8	Ha (4)	H (2)			50	62	38
16	6	Ha (2)				33	50	50
Alle Fälle	915	H (196)	T (177)	Ta(177)	60	21	46	54

Aus den beiden letzten Spalten der vorstehenden Tabelle erkennt man, daß bei allen Druckänderungsarten mit Druckfall Soesterberg am zweiten Tage häufiger in ein Tiefdruckgebiet gelangt (bzw. in dessen Einflußbereich verblieben ist) als in ein Gebiet hohen Druckes. Entsprechend liegt bei allen Druckänderungsarten mit Druckanstieg am Boden Soesterberg am zweiten Tage häufiger in einem Hochdruckgebiet.

Die Zahlen der beiden letzten Spalten können uns aber mehr zeigen. Liegt bei Druckfall der Beobachtungsort am zweiten Tage im Gebiet tiefen Druckes, dann ist dies ein Zeichen dafür, daß dieser Druckfall den tiefen Druck — also Tiefdruckgebiet, Tiefdruckausläufer usw. — erzeugt hat, bzw. an dessen Zustandekommen beteiligt ist. Dabei kann allerdings nicht darüber entschieden werden, ob das Tiefdruckgebilde schon vorher existiert hat, oder ob es erst neu gebildet wurde. Im ersten Fall kann dieser Druckfall zweierlei anzeigen; erstens, daß sich das Tiefdruckgebilde noch vertieft hat oder zweitens, daß sich das Tief zum Beobachtungsort hin verlagert hat, wobei eine Vertiefung nicht notwendig ist. Auf jeden Fall trug der Druckfall dazu bei, das Tief über dem Beobachtungsort erscheinen zu lassen. Liegt dagegen Soesterberg am zweiten Tage in einem Gebiet hohen Druckes, dann kann man annehmen, daß dieser Druckfall in der Hauptsache dazu beigetragen hat, den hohen Druck abzubauen.

Entsprechendes gilt für die Fälle mit Druckanstieg am Boden. Liegt Soesterberg in einem Hochdruckgebilde, dann kann man annehmen, daß dieser Druckanstieg ‚Hochdruck-aufbauend' wirkt; liegt es dagegen im Gebiet tiefen Druckes, dann wirkt dieser Druckanstieg ‚Tiefdruck-abbauend'.

Eine nähere Betrachtung — zunächst durchgeführt für die Gruppen mit Bodendruckanstieg — ergibt, daß Druckänderungsart 2 häufiger ‚Hochdruck-aufbauend' wirkt als Druckänderungsart 1. Da, wie Tabelle 2 auf Seite 30 zeigt, der Druckanstieg am Boden bei Gruppe 1 im Mittel stärker ist als bei Gruppe 2, muß man annehmen, daß Gruppe 1 noch bedeutend häufiger ‚Tiefdruck-abbauend' wirkt als es nach den Zahlen der Tabelle 8 erscheint, denn je größer der Bodendruckanstieg, desto eher wird es vorkommen, daß der Beobachtungsort von einem Tage zum anderen von einem Tiefdruckgebiet in ein Hochdruckgebiet gelangt[9]).

Die Werte der Tabelle 8 zeigen aber noch mehr. Bei Druckänderungsart 2 fallen 49% aller Fälle auf eine Antizyklone (H), während bei Gruppe 1 dies nur 24% sind. Da selten innerhalb 24 Stunden ein selbständiges Hoch (H) ent-

[9]) Tiefdruckgebiet ist hier nicht als ‚Tief' im engeren Sinne, sondern als ‚Gebiet tiefen Druckes' zu verstehen. Im anderen Falle werden wir immer (T) hinzusetzen. Für ein Hochdruckgebiet gilt entsprechendes.

steht, sondern eher ein Hochdruckausläufer, Teilhoch oder Hochdruckbrücke, so kann man schließen, daß mit dem Druckanstieg der Druckänderungsart 2 häufiger als bei Gruppe 1 der hohe Druck verstärkt wird. Dieses Ergebnis ist nicht überraschend, wenn man bedenkt, daß unter Gruppe 2 diejenigen Vorgänge fallen, bei denen eine „kalte" Antizyklone in eine ‚warme' umgewandelt wird.

Druckänderungsart 8 wirkt mehr ‚Tiefdruck-zerstörend', womit das häufigste Druckgebilde — Hochdruckausläufer — vollkommen im Einklang steht.

Fälle der Druckänderungsart 5 scheinen vorwiegend ‚Hochdruck-aufbauend' zu wirken, wie das relativ starke Überwiegen der Hochdrucklagen am zweiten Tage anzeigt (vgl. vorletzte Spalte der Tabelle 8), wenn auch als häufigstes Druckgebilde ein Hochdruckausläufer erscheint.

Auch die Fälle der Druckänderungsarten 11 und 13 scheinen vorwiegend beim Aufbau eines Hochdruckgebietes beteiligt zu sein; bei Gruppe 11 deutet H als häufigstes Druckgebilde darauf hin, bei Gruppe 13 das starke Überwiegen der Hochdrucklage am zweiten Tage (vgl. vorletzte Spalte der Tabelle 8).

Faßt man das eben Erwähnte zusammen, so scheint es, daß diejenigen Druckänderungen, bei denen der Bodendruckanstieg von Temperaturfall in der Troposphäre begleitet ist, hauptsächlich ‚Tiefdruck-abbauend' wirken, während der Aufbau von Hochdruckgebieten vorwiegend bei Erwärmung in der Troposphäre vonstatten geht. Dies zeigt sich auch darin, daß bei den Druckanstiegen, die von Abkühlung in der Troposphäre begleitet sind (Gruppe 1, 8, 5), nur in 57% aller Fälle am zweiten Tage eine Hochdrucklage auftritt, während sich bei den anderen Druckänderungsarten (2, 11, 13) der Beobachtungsort in 65% aller Fälle unter Hochdruckeinfluß befindet. Auf rein antizyklonale Lage (H) kommen im ersten Fall nur 19%, im zweiten Falle aber 42% aller Beobachtungen.

Die Druckänderungsarten mit Druckfall am Boden sollen hier nicht mehr ausführlich besprochen werden, da das für die Fälle mit Bodendruckanstieg Gesagte sich sinngemäß auch auf diese Fälle anwenden läßt. Hier soll nur erwähnt werden, daß sich auch beim Bodendruckfall ergibt, daß, wenn er ein Hochdruckgebiet abbaut, häufiger von Erwärmung in der

Troposphäre begleitet ist (Gruppe 6, 3, 10 weisen in 65% aller Fälle eine Tiefdrucklage am zweiten Tage auf), daß dagegen häufiger Abkühlung eintritt, wenn er zur Vertiefung einer Depression beiträgt (Gruppe 7, 12, 13 zeigen in 77% eine Tiefdrucklage). Bei Druckfall mit Erwärmung liegt Soesterberg in 20% aller beobachteten Fälle rein zyklonal (T), bei gleichzeitiger Abkühlung jedoch in 27%.

H. von Ficker hat in einer Untersuchung: „Beziehungen zwischen Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre (Zusammensetzung der Depressionen)“[10]) in bezug auf die Zusammensetzung einer idealen Depression aus ‚hohen‘ und ‚niederen‘ Druckschwankungen folgende charakteristischen Stadien derselben angegeben. (Wir führen als Abkürzung folgende Symbole ein: dP = Druckänderung am Boden (München), dp = Druckänderung in der Höhe (Zugspitze), dT = Temperaturänderung in der Zwischenschicht.)

Stadium a: —dp, —dP; +dT. Vorderseite der Depression; stärkster Druckfall in der Niederung. (Entspricht unserer Druckänderungsart 6.)

Stadium b: —dp, —dP; —dT. Vorderseite der Depression. Am Ende dieses Stadiums ist am Boden der tiefste Druck erreicht. (Unsere Druckänderungsart 7.)

Stadium c: —dp; +dP; —dT. Stadium der Kältewelle. Für die Niederung liegt die Kältewelle auf der Rückseite der Depression. (Unsere Druckänderungsart 8.)

Stadium a': +dp, +dP; —dT. Rückseite der Depression; stärkster Druckanstieg in der Niederung. (Unsere Druckänderungsart 1.)

Stadium b': +dp, +dP; +dT. Rückseite der Depression. Nach Beendigung dieses Stadiums hat der Druck am Boden seinen höchsten Stand erreicht. (Unsere Druckänderungsart 2.)

Stadium c': +dp, —dP; +dT. Für die Niederung Vorderseite der Depression. (Unsere Druckänderungsart 3.)

---

[10]) Sitzungsberichte der Wiener Akademie, Abt. IIa; Bd. 129, Heft 8, S. 763, 1920. Oder auch: Defant: Wetter und Wettervorhersage; 2. Aufl., 1926; S. 170.

Faßt man dies noch einmal kurz zusammen, so kann man mit Hilfe der oben angegebenen Stadien folgendes sagen[11]): Mit dem Stadium c' (3) beginnt das Fallen des Bodendruckes, der Druck fällt weiter, wenn das Stadium a (6) eintritt. Nach Beendigung des Stadiums b (7) ist der tiefste Barometerstand am Boden erreicht. Mit dem Stadium c (8) beginnt der Bodendruck wieder zu steigen; er steigt weiter während des Stadiums a' (1) und erreicht seinen höchsten Stand nach Beendigung des Stadiums b' (2). Dann beginnt wieder mit dem Stadium c' (3) der Bodendruckfall.

In Anlehnung an das hier Behandelte kann man dies nun auch folgendermaßen ausdrücken: Unsere Gruppe 3 baut hohen Druck ab, die Druckänderungsart 6 vermittelt den Übergang vom hohen zum niedrigen Druck, ist also in bezug auf die Druckgebilde (Hoch oder Tief) ‚indifferent'. Mit Gruppe 7 nähert sich der Tiefdruckkern; bei Gruppe 8 beginnt er sich aufzufüllen oder abzuwandern, Druckänderungsart 1 ist wieder ‚indifferent' und Gruppe 2 endlich baut dann das Hochdruckgebiet auf.

Folgende Zusammenstellung zeigt, daß wir über Soesterberg ähnliche Zusammenhänge vorfinden. (Es sind die beiden letzten Spalten der Tabelle 8 noch einmal abgedruckt. Unter ‚Bemerkungen': ob die betreffende Gruppe nach den Untersuchungen von Fickers hohen Druck (HD) oder tiefen Druck (TD) aufbauen (+) oder abbauen (—) soll.)

Gr.	H %	T %	Bemerkungen	nach v. Ficker
3	38	62	—HD	Stadium c'
6	19	81	—HD oder +TD	„ a
7	19	81	+TD	„ b
8	51	49	—TD	„ c
1	58	42	—TD oder +HD	„ a'
2	68	32	+HD	„ b'

Wir sehen daraus, daß — allerdings nur relativ zu den anderen Gruppen mit derselben Bodendruckänderung — Gruppe 3 häufiger im Gebiet hohen Druckes vorkommt, d. h.

[11]) Hinter den einzelnen Stadien in ( ) die entsprechenden, hier verwendeten Druckänderungsarten.

aber, daß diese Druckänderungsart häufiger hohen Druck abbaut als Gruppe 7. Das Verhalten von Druckänderungsart 1 fällt nicht aus dem Rahmen. Entsprechendes gilt für Druckänderungsart 8, 1 und 2; hier hat Gruppe 1 den Mittelwert zwischen 8 und 2 eingenommen.

Diese Werte zeigen uns erstens, daß das von v. Ficker an Hand von Bergbeobachtungen gewonnene Schema sich, wenigstens der Tendenz nach, auch auf das Gebiet von Holland, also einem ebenen und meeresnahen Gebiet übertragen läßt.

Nimmt man ferner an, daß die Reihenfolge der einzelnen Druckänderungsarten so ist, wie in der vorstehenden kleinen Tabelle angegeben, also auf einen Fall der Druckänderungsart 3 folgt ein solcher der Druckänderungsart 6, dann einer der Gruppe 7 usw., — wofür nebenbei nach unserem Material weder der geringste Beweis noch Gegenbeweis erbracht werden kann —, so können wir annehmen, daß auch über Soesterberg eine Phasenverschiebung der Warm- und Kaltlufteinbrüche nach oben hin, und zwar im Sinne einer Verspätung nach oben, vorhanden ist.

Zusammenfassung.

Es werden in der vorliegenden Untersuchung nicht Druckänderungen in bestimmten Höhenniveaus, sondern Höhenänderungen bestimmter Druckniveaus (1000 mb und 500 mb) zugrunde gelegt. Da eine Höhenabnahme einer isobaren Fläche äquivalent ist einer Druckabnahme in der mittleren Höhe dieser Fläche und ebenso eine Höhenzunahme einer Druckzunahme, so kann man die gebräuchlicheren Bezeichnungen: ‚Druckabnahme' bzw. ‚Druckzunahme' beibehalten. (S. 6 und S. 11/12.) Die Benutzung der Höhenänderung der 1000-mb-Fläche und der 500-mb-Fläche ist also lediglich als eine Vereinfachung der Rechnungen anzusehen.

Es wurde ein Schema aufgestellt, daß 16 verschiedene ‚Druckänderungsarten' unterscheidet; bei der Aufstellung dieses Schemas wurden alle, möglichen Kombinationen zwischen gleichzeitiger Druckänderung in der Höhe, am Boden und der Temperaturänderung in der Zwischenschicht berücksichtigt. (S. 11 ff.)

Verwendet wurden die Höhenbeobachtungen der niederländischen aerologischen Station Soesterberg.

Die am häufigsten vorkommenden Druckänderungsarten sind diejenigen, bei denen man am Boden und in der Höhe Druckanstieg (Druckfall) mit gleichzeitiger Erwärmung (Abkühlung) in der Zwischenschicht feststellen kann (ca. 35% aller 915 Fälle), also die Fälle, bei denen Massenänderungen in der Stratosphäre das Vorzeichen der Bodendruckänderungen bestimmen. Am zweithäufigsten ist die Druckänderungsart, bei der Druckanstieg (Druckfall) in der Höhe gleichzeitig mit Druckfall (Druckanstieg) am Boden stattfindet. Es folgen dann die Fälle, bei denen in der Höhe und am Boden Druckanstieg (Druckfall) vor sich geht, aber mit gleichzeitiger Abkühlung (Erwärmung) in der Troposphäre; es sind diejenigen Fälle, von denen man annehmen kann, daß allein Massenänderungen in der Troposphäre die Bodendruckänderungen erzeugen (ca. 14% alle Fälle). Ferner sind noch relativ häufig

die Fälle mit Druckanstieg (Druckfall) am Boden und keiner Druckänderung in der Höhe (ca. 5500 m). Diese Druckänderungsarten umfassen rund 11% des ganzen Materials. Die restlichen Druckänderungsarten: Druckanstieg (Druckfall) in in der Höhe, keine Druckänderungen am Boden; gleichstarke Druckänderungen am Boden und in der Höhe und endlich: weder in der Höhe noch am Boden Druckänderungen sind ziemlich selten (S. 21 ff.).

Bezüglich der gleichzeitig eintretenden Änderung der Mitteltemperatur der Schicht 1000—500 mb lassen sich zwei Gruppen unterscheiden (S. 29 ff.). Erstens solche Druckänderungsarten, bei denen die Abkühlung (Erwärmung) ungefähr 2° C beträgt, und dann solche, bei denen diese 3—4° beträgt. Die Druckänderungsarten der ersten Gruppe sind solche, bei denen man annehmen kann, daß in der Stratosphäre keine größeren Massenänderungen vorkommen, während bei der Gruppe, die die Druckänderungsarten mit stratosphärischen Massenänderungen umfaßt, die Temperaturänderung 3—4° beträgt. Zum Teil lassen sich diese Unterschiede darauf zurückführen, daß vertikale Luftbewegungen herrschen, die ihre Ursache einerseits im Druckfeld haben, andererseits in der Temperaturdifferenz gegen die Umgebung. (Kalte Luft hat die Tendenz zusammenzusinken; warme Luft die Tendenz sich zu strecken.)

Eine Zusammenfassung aller Druckänderungsarten bestätigt die Ergebnisse von Dines, Schedler und Haurwitz, wonach im Mittel Bodendruckschwankungen von nur unbedeutenden Temperaturschwankungen in den untersten 5 km begleitet sind, während dagegen Druckanstieg (Druckfall) in der Höhe gleichzeitig mit Temperaturzunahme (-abnahme) in den darunter liegenden Schichten vorkommt.

Im zweiten Teil der Arbeit ergibt sich, daß die mittleren Bewölkungsänderungen und die mittleren Änderungen der relativen Feuchtigkeit am Boden und in 4 km Höhe bei den einzelnen Druckänderungsarten im allgemeinen nur sehr gering sind. Es läßt sich aber dennoch folgendes erkennen: (S. 43 bzw. S. 47) Zunahme der Bewölkung und der relativen Feuchte in 4 km Höhe sind mit Druckfall am Boden verbunden; Abnahme dieser Elemente mit Bodendruckanstieg. Druckänderungen in der Höhe zeigen keinen Zusammenhang mit diesen Änderungen. Die gleichzeitig stattfindenden Temperatur-

änderungen beeinflussen ebenfalls nicht das Vorzeichen der Bewölkungs- und Feuchteänderungen; dagegen läßt sich ein Zusammenhang mit der Größe dieser Änderungen nachweisen.

Eine Beziehung zwischen Feuchteänderungen am Boden und Druckänderungen läßt sich nicht nachweisen.

Bei den Niederschlagsverhältnissen (S. 48 ff.) ergibt sich keine eindeutige Beziehung zu den Druckänderungen am Boden oder in der Höhe; dagegen läßt sich eine relativ gute Beziehung zu den Temperaturänderungen nachweisen. Diese ist derart, daß bei Abkühlung die Niederschlagswahrscheinlichkeit und die Niederschlagsdichte größer ist als bei Erwärmung. Ein sich mit den Betrachtungen in den vorhergehenden Abschnitten ergebender scheinbarer Widerspruch wird dadurch beseitigt, daß zwischen zwei Arten von vertikalen Luftbewegungen unterschieden wird. Einmal die thermisch bedingte vertikale Luftbewegung, die vor allen Dingen auf die Niederschlagsverhältnisse einwirkt und als eine mehr ‚interne' Angelegenheit des betreffenden Luftkörpers angesehen werden muß; und dann die ‚dynamisch' bedingte vertikale Bewegung (erzeugt durch das Druckfeld; zyklonales Aufsteigen, antizyklonales Absinken), die auf die Bewölkungs- und Feuchteänderungen einwirkt. Diese dynamisch bedingte vertikale Bewegung wird noch verstärkt oder vermindert durch die Tendenz zum Zusammensinken der Kaltluftt bzw. die Tendenz zum Strecken der Warmluft. Die beiden letzteren vertikalen Bewegungen (Schrumpfen und Strecken) sind von der thermisch bedingten vertikalen Luftbewegung streng zu unterscheiden; denn die thermisch vertikalen Bewegungen umfassen nur einzelne ‚Luftfäden', während die andern an den Luftkörper als Ganzes angreifen.

Im letzten Abschnitt: ‚Luftdruckänderungsarten und Druckgebilde' (S. 54 ff.) läßt sich die von v. Ficker angegebene Zusammensetzung einer idealen Depression aus ‚primären' und ‚sekundären' Druckänderungen andeutungsweise auch über Soesterberg nachweisen.

Die einzelnen Druckänderungsarten.

Gr.	dh 500 mb	dH 1000 mb	ΔT	dh ≷ dH
1	+	+	−	<
2	+	+	+	>
3	+	−	+	
4	+	0	+	
5	0	+	−	
6	−	−	+	<
7	−	−	−	>
8	−	+	−	
9	−	0	−	
10	0	−	+	
		Δb	Δh	dh—dH
11	+	+	<8	≦±10
12	−	−	<8	≦+10
13	+	+	≧8	≦+10
14	−	−	≧8	≦+10
15	0	0	<8	
16	0	0	≧8	

* bedeutet: Vorzeichen des ΔT nicht einheitlich. (Nur für Druckänderungsarten 1 bis 10.)

Lebenslauf.

Am 14. Dezember 1908 wurde ich, Georg Waldemar Pogade, evangelischer Konfession, als Sohn des späteren Steueramtmanns Max Pogade zu Rixdorf (Neukölln) geboren. Dort besuchte ich das ‚Kaiser-Friedrich-Realgymnasium', das ich Ostern 1928 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Dann studierte ich an der Universität Berlin Meteorologie, Ozeanographie, Geographie, Physik, Mathematik und Philosophie. Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten: Bartels, Bieberbach, Defant, Dessoir, Feigl, von Ficker, Henning, Hergesell, Kähler, Köhler, Knoch, Krebs, Leß, Nernst, Reichenbach Rieffert, Robitzsch, Wehnelt, Wüst.

Allen meinen Lehrern, besonders aber Herrn Prof. Dr Robitzsch, bin ich zu tiefstem Dank verpflichtet.